

**INTERPRETACIÓN DE PROCESOS MAGMÁTICOS APLICANDO LA TÉCNICA
“DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTALES” EN ROCAS DEL CAMPO
VOLCÁNICO MONOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES, CORDILLERA
CENTRAL DE COLOMBIA.**

ERIKA JULIETH VIVAS CRUZ

**UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA
SECCIONAL SOGAMOSO
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
SOGAMOSO
2018**

**INTERPRETACIÓN DE PROCESOS MAGMÁTICOS APLICANDO LA TÉCNICA
“DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTALES” EN ROCAS DEL CAMPO
VOLCÁNICO MONOGENÉTICO VILLAMARÍA-TERMALES, CORDILLERA
CENTRAL DE COLOMBIA.**

ERIKA JULIETH VIVAS CRUZ

Trabajo de grado para optar al título de Ingeniera Geóloga

Directora

Laura Alexandra Barrantes Pérez

Asesor

Hugo Fernando Murcia Agudelo PhD

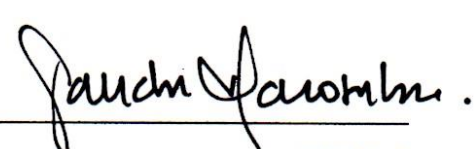
**UNIVERSIDAD PEDAGÓGICA Y TECNOLÓGICA DE COLOMBIA
SECCIONAL SOGAMOSO
ESCUELA DE INGENIERÍA GEOLÓGICA
SOGAMOSO
2018**

Nota de aceptación:

Firma Director:


Ing. Laura Alexandra Barrantes Pérez

Firma Jurados:


Jurado 1


Jurado 2

Sogamoso, 13 de agosto de 2018.

Dedicatoria

*A mi mami, mi pilar y refugio en momentos difíciles, la reina y el amor de mi vida.
Mamita bella todos mis logros son para ti.*

*A mi papi y hermanito, por las risas, la colaboración y el apoyo, sin su ayuda nada
sería posible.*

*A David, en quien encontré el amor más puro y verdadero y un apoyo
incondicional, de tu mano todo lo puedo.*

*A mis Mamasita y mis tías Pilar, Claudia, Martha y Mabel y tío Beto quienes
siempre me reciben con brazos abiertos y me alientan a seguir.*

A mi familia en general por los consejos y amor.

*A mis compañeros de carrera Will y Sara, quienes hicieron de todo este proceso
una experiencia maravillosa.*

*Quien sigue su sueño con determinación, a pesar de los obstáculos en el camino,
cumple sus mayores anhelos.*

AGRADECIMIENTOS

No hay palabras suficientes que expresen toda la gratitud hacia mi familia, por creer siempre en mí y nunca dejarme desfallecer por difícil que fuera la situación. A mis papitos Carlos y Cristina y mi hermanito Santi les agradezco de corazón cambiar sus vidas para verme cumplir mis sueños, por su compañía, apoyo y amor incondicional. A mi mami por su esfuerzo, dedicación y sacrificios para brindarme todo lo que siempre necesité, por enseñarme que la vida no es un camino fácil, pero con determinación y perseverancia puedes llegar a conseguir lo que te propongas. Los amo mucho!

A mi mamasita Carmen por ser la abuelita más bella del mundo, por sus cuidados y amor, a mis tías Pilar, Claudia, Martha, Mabel y tío Beto por estar en este camino en los buenos y malos momentos, gracias por estar ahí y por siempre consentir a esta sobrina que tanto los ama, los llevo siempre en mi corazón. A mi padrino Jesús, primos y familia Vivas, gracias por siempre estar pendiente de mí y apoyarme.

A mi novio David, quien con sus palabras de afecto y apoyo me alentó siempre a seguir adelante, me enseñó del amor y me hizo crecer como persona.

Al Dr. Hugo Murcia por tomarse el tiempo de resolver mis dudas, por permitirme realizar este estudio y por el conocimiento que adquirí durante el corto tiempo que pude estar en Manizales, sin su ayuda este trabajo no hubiera sido posible. A Luis Osorio y Pablo Botero por su gentileza, generosidad y disposición de compartir conmigo todos los aspectos de su trabajo.

A la Ingeniera Laura por sus aportes a este trabajo y por haber inculcado en mí la pasión por la petrografía. Al personal del Laboratorio de Petrografía de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia por la colaboración y préstamo de equipos empleados en este trabajo.

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	14
2. OBJETIVOS	15
2.1 Objetivo General	15
2.2 Objetivos Específicos.....	15
3. LOCALIZACIÓN	16
4. MARCO GEOLÓGICO	17
4.1 Geología Regional	18
4.1.1 Complejo Cajamarca	18
4.1.2 Complejo Quebradagrande	18
4.2 Geología Local.....	19
4.2.1 Stock de Manizales (Granodiorita de Manizales)	19
4.2.2 Batolito el Bosque	19
4.2.3 Depósitos de Caídas piroclásticas	20
4.3 Complejo Volcánico Nevado del Ruíz.....	20
4.4 Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termal	22
4.4.1 Domo Sancancio	23
4.4.2 Lavas de Lusitania	23
4.4.3 Domo Tesorito.....	24
4.4.4 Domo Gallinazo.....	25
4.4.5 Domo Victoria.....	26
4.4.6 Domo Amazonas.....	27
4.4.7 Domo La Oliva.....	27
4.4.8 Domo Sabinas.....	28
4.4.9 Domo La Negra.....	28
4.4.10 Lava Fisural La Esperanza.....	29
4.4.11 Domo La Laguna.....	30

4.4.12	Domo Santana	31
4.4.13	Domo El Plato	31
4.4.14	Domo San Luis.....	32
4.5	Geología Estructural	33
4.5.1	Sistema de Fallas Villamaría-Termas.....	33
4.5.2	Falla San Jerónimo	36
4.5.3	Falla Samaná Sur.....	36
4.5.4	Falla Pico Terrible	36
4.5.5	Falla Olleta-Nereidas.....	37
5.	FUNDAMENTO TEÓRICO	38
5.1	Vulcanismo	38
5.1.1	Vulcanismo Monogenético	38
5.1.2	Campo Volcánico	39
5.2	Distribución de Tamaños de Cristales (CSD)	41
5.2.1	Cristalización: Nucleación y crecimiento cristalino	42
5.2.2	Teoría de Distribución de Tamaños de Cristales (CSD).....	43
5.3	Aplicaciones de la Distribución de Tamaños de Cristales CSD)	45
5.3.1	Lago de Lava Makaopuhi (1988).....	46
5.3.2	Mauna Loa (1994)	46
5.3.3	Volcán Soufrière Hills (2003).....	47
5.3.4	Volcán Eldfell (2007)	47
5.3.5	Volcán Nevado del Ruiz (2011).....	48
5.3.6	Complejo Ígneo Qisir Dagh, Irán (2015).....	48
5.3.7	Volcán Telica, Nicaragua (2016)	48
6.	ANTECEDENTES	50
7.	METODOLOGÍA.....	52
7.1	Adquisición de muestras.....	52

7.2	Análisis Petrográfico	53
7.3	Aplicación técnica Distribución de Tamaños de Cristales (CSD)	54
7.3.1	Adquisición y procesamiento digital de imágenes.	54
7.3.2	Generación de gráficas CSD.....	55
8.	CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA	56
8.1	Domo Sancancio.....	56
8.2	Lavas de Lusitania	57
8.3	Domo Tesorito	58
8.4	Domo Amazonas	60
8.5	Domo Victoria	61
8.6	Domo La Negra.....	62
8.7	Domo El Plato.....	63
8.8	Domo La Laguna	64
9.	ANÁLISIS CUANTITATIVO TEXTURAL DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTAL (CSD).....	66
9.1	Procesamiento digital de imágenes	66
9.2	Curvas CSD	71
10.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	76
10.1	Asociación petrográfica	76
10.2	Asociación de CSD's	80
10.3	Discusión.....	88
11.	CONCLUSIONES	95
12.	Referencias.....	97

LISTA TABLAS

Pág.

<i>Tabla 1 Lista de secciones delgadas empleadas para el estudio.</i>	<i>52</i>
<i>Tabla 2 Número de puntos analizados en cada sección delgada para el análisis petrográfico.</i>	<i>54</i>
<i>Tabla 3 Resultados de composición mineral por medio de conteo de puntos y clasificación.....</i>	<i>56</i>
<i>Tabla 4 Parámetros empleados para el análisis de CSD en cada muestra.....</i>	<i>71</i>
<i>Tabla 5 Cristales medidos por intervalo de tamaño</i>	<i>72</i>
<i>Tabla 6 Agrupación de muestras de acuerdo a la composición mineralógica presente en cada muestra.</i>	<i>77</i>
<i>Tabla 7 Valores de pendiente e intercepto $\ln(n)$ para los estructuras de la Tendencia A.....</i>	<i>84</i>
<i>Tabla 8 Parámetros de tamaño y tiempo de residencia de las poblaciones de plagioclasa de las muestras de la Tendencia A.</i>	<i>85</i>
<i>Tabla 9 Valores de pendiente e intercepto $\ln(n)$ para los estructuras de la Tendencia B.....</i>	<i>87</i>
<i>Tabla 10 Parámetros de tamaño y tiempo de residencia de las poblaciones de plagioclasa de las muestras de la Tendencia B para los tramos lineal y cóncavo de las gráficas.....</i>	<i>87</i>
<i>Tabla 11 Clasificación a partir de análisis petrográfico y textural.....</i>	<i>89</i>
<i>Tabla 12 Caracterización petrográfica de muestras del CVNR.....</i>	<i>92</i>

LISTA IMÁGENES

Pág.

<i>Imagen 1 Domo Sancancio, ubicado en la ciudad de Manizales</i>	<i>23</i>
<i>Imagen 2 Ubicación Lavas de Lusitania</i>	<i>24</i>
<i>Imagen 3 Domo Tesorito observado desde el flanco sur.....</i>	<i>25</i>
<i>Imagen 4 Vista panorámica de los domos Tesorito, Amazonas Y Gallinazo</i>	<i>25</i>
<i>Imagen 5 Domo Victoria.....</i>	<i>26</i>
<i>Imagen 6 Disyunción columnar en Domo Victoria.</i>	<i>27</i>
<i>Imagen 7 Vista panorámica donde se observa el alineamiento de los domos Amazonas, Sabinas y La Negra.....</i>	<i>28</i>
<i>Imagen 8 Panorámica del flujo de lava hacia el W asociada a la Lava Fisural La Esperanza.....</i>	<i>30</i>
<i>Imagen 9 Domo El Plato</i>	<i>31</i>
<i>Imagen 10 Domo San Luis.....</i>	<i>32</i>
<i>Imagen 11 Evidencias del control estructural del SFVT y su relación con el CVMVT.</i>	<i>34</i>
<i>Imagen 12 Intersección de la falla Pico-Terrible con trazos del SFVT.....</i>	<i>37</i>
<i>Imagen 13 Fotografía de algunos de los volcanes del Parque Nacional Los Nevados.....</i>	<i>37</i>
<i>Imagen 14 Microfotografías sección delgada Domo Sancancio.</i>	<i>57</i>
<i>Imagen 15 Microfotografías sección delgada Lavas de Lusitania</i>	<i>58</i>
<i>Imagen 16 Microfotografías sección delgada Domo Tesorito</i>	<i>59</i>
<i>Imagen 17 Microfotografías sección delgada Domo Amazonas</i>	<i>61</i>
<i>Imagen 18 Microfotografías sección delgada Domo Victoria</i>	<i>62</i>
<i>Imagen 19 Microfotografías sección delgada Domo La Negra</i>	<i>63</i>
<i>Imagen 20 Microfotografías sección delgada Domo El Plato.....</i>	<i>64</i>
<i>Imagen 21 Microfotografías sección delgada Domo La Laguna</i>	<i>65</i>
<i>Imagen 22 Imagen binaria domo Sancancio.....</i>	<i>67</i>
<i>Imagen 23 Imagen binaria Lavas de Lusitania.....</i>	<i>67</i>
<i>Imagen 24 Imagen binaria domo Tesorito.....</i>	<i>68</i>

<i>Imagen 25 Imagen binaria domo Amazonas.....</i>	<i>68</i>
<i>Imagen 26 Imagen binaria domo Victoria.....</i>	<i>69</i>
<i>Imagen 27 Imagen binaria domo La Negra AA-79.....</i>	<i>69</i>
<i>Imagen 28 Imagen binaria domo La Negra BT-19.....</i>	<i>70</i>
<i>Imagen 29 Imagen binaria domo El Plato.</i>	<i>70</i>
<i>Imagen 30 Imagen binaria domo La Laguna.....</i>	<i>71</i>
<i>Imagen 31 Maclas presentes en cristales de Pg.....</i>	<i>78</i>
<i>Imagen 33 Microtexturas observadas en piroxenos.....</i>	<i>79</i>
<i>Imagen 34 Imágenes binarias de las estructuras de la tendencia A.</i>	<i>83</i>
<i>Imagen 35 Imágenes binarias de las estructuras de la tendencia B.</i>	<i>86</i>

LISTA FIGURAS	Pág.
<i>Figura 1 Localización zona de estudio.</i>	16
<i>Figura 2 Mapa geológico zona de estudio.</i>	17
<i>Figura 3 Localización del VNR</i>	21
<i>Figura 4 Las estructuras volcánicas del CVMVT</i>	22
<i>Figura 5 Ortofotomosaico de vista en planta del emplazamiento de la Lava Fisural La Esperanza (LFE)</i>	29
<i>Figura 6 Fotografía aérea de los Domos La Laguna y Domo Santana</i>	30
<i>Figura 7 Segmentos del SFVT, definidos Por González y Jaramillo (2002)</i>	33
<i>Figura 8 Mapa geológico del CVMVT</i>	39
<i>Figura 10 Representación esquemática del proceso de nucleación y crecimiento cristalino</i>	43
<i>Figura 11 Curvas típicas de las tasas de nucleación (N) y crecimiento (G) en relación con el incremento del enfriamiento (ΔT)</i>	44
<i>Figura 12 La interpretación de los datos de CSD</i>	45
<i>Figura 13 Localización de las secciones delgadas empleadas para el análisis de CSD</i>	53
<i>Figura 14 Curvas clásicas CSD de plagioclasas para muestras de las estructuras domo Sancancio, lavas de Lusitania, domo Tesorito y domo Amazonas.</i>	73
<i>Figura 15 Curvas clásicas CSD de plagioclasas para muestras de las estructuras domo Victoria, domo La Negra y domo El Plato.</i>	74
<i>Figura 16 Curvas clásicas CSD de plagioclasas para muestras de la estructuras domo La Laguna.</i>	75
<i>Figura 17 Ejemplos de procesos que pueden afectar la forma del CSD</i>	81
<i>Figura 18 CSD de Plagioclasas de muestras del CVMVT</i>	83
<i>Figura 20 Gráficas de CSD para las estructuras de la tendencia B</i>	86
<i>Figura 21 Clasificación de las estructuras analizadas en los grupos N-1 y M-1</i>	90

Figura 22 Curvas CSD para muestras analizadas del CVNR _____ 91

Figura 23 Representación esquemática de las cámaras propuestas en este estudio _____ 94

1. INTRODUCCIÓN

El análisis cuantitativo textural por distribución de tamaños de cristales es una herramienta para el estudio de diversos sistemas magmáticos ya que permite conocer el desarrollo textural en las rocas ígneas y encontrar parámetros como forma, tamaño, distribución de cristales y orientación, los cuales ayudan a entender y explicar los procesos magmáticos que precedieron la formación de las rocas. Dado que la población de cristales en una roca es producto de los procesos de nucleación y crecimiento, y estos a su vez, del grado de enfriamiento (Armienti, 2008), es posible hallar las tasas de población cristalina y tiempos de residencia de una para una cámara magmática en base a un diagrama típico de CSD, el cuál relaciona la densidad de la población de los cristales frente al tamaño de los cristales.

El área objeto del presente estudio es el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, compuesto por al menos 14 estructuras ubicadas en dirección SE entre Manizales y el Complejo Volcánico Nevado del Ruiz, estas estructuras tienen una historia evolutiva que comenzó desde $1,2 \pm 0,08$ Ma (Edad correspondiente al domo más antiguo perteneciente al campo) y han sido objeto de diversos estudios estructurales, geoquímicos, petrológicos, entre otros, relacionándolas con el Complejo Volcánico Nevado del Ruíz. En base al estudio de Botero y Osorio (2017), dichas estructuras son tratadas como un Campo Volcánico Monogenético, y son relacionadas con el trazo de la falla Villamaría- Termale e indirectamente con las cámaras magmáticas del CVNR.

Este estudio aporta información en base al desarrollo textural de las rocas que componen las estructuras para conocer sobre los procesos magmáticos involucrados en la historia evolutiva del Campo Volcánico y qué tipo de relación existe entre el Complejo Volcánico Nevado del Ruíz y el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

Analizar los procesos magmáticos que dieron origen al Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termaleles.

2.2 Objetivos Específicos

- Cuantificar texturalmente los minerales del campo volcánico monogenético Villamaría- Termaleles, empleando la técnica CSD (Crystal Size Distribution).
- Caracterizar petrográficamente las rocas empleando conteo de puntos.
- Analizar cuantitativa y morfológicamente los cristales de plagioclasa.
- Interpretar las condiciones de almacenamiento e historia termal del magma.
- Identificar cristales por medio del método Distribución de Tamaños de Cristales (CSD).

3. LOCALIZACIÓN

El CVMVT se encuentra localizado en los municipios de Manizales y Villamaría en el departamento de Caldas, en el flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia, al NW del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz y al SE del volcán Cerro Bravo (Figura 1).

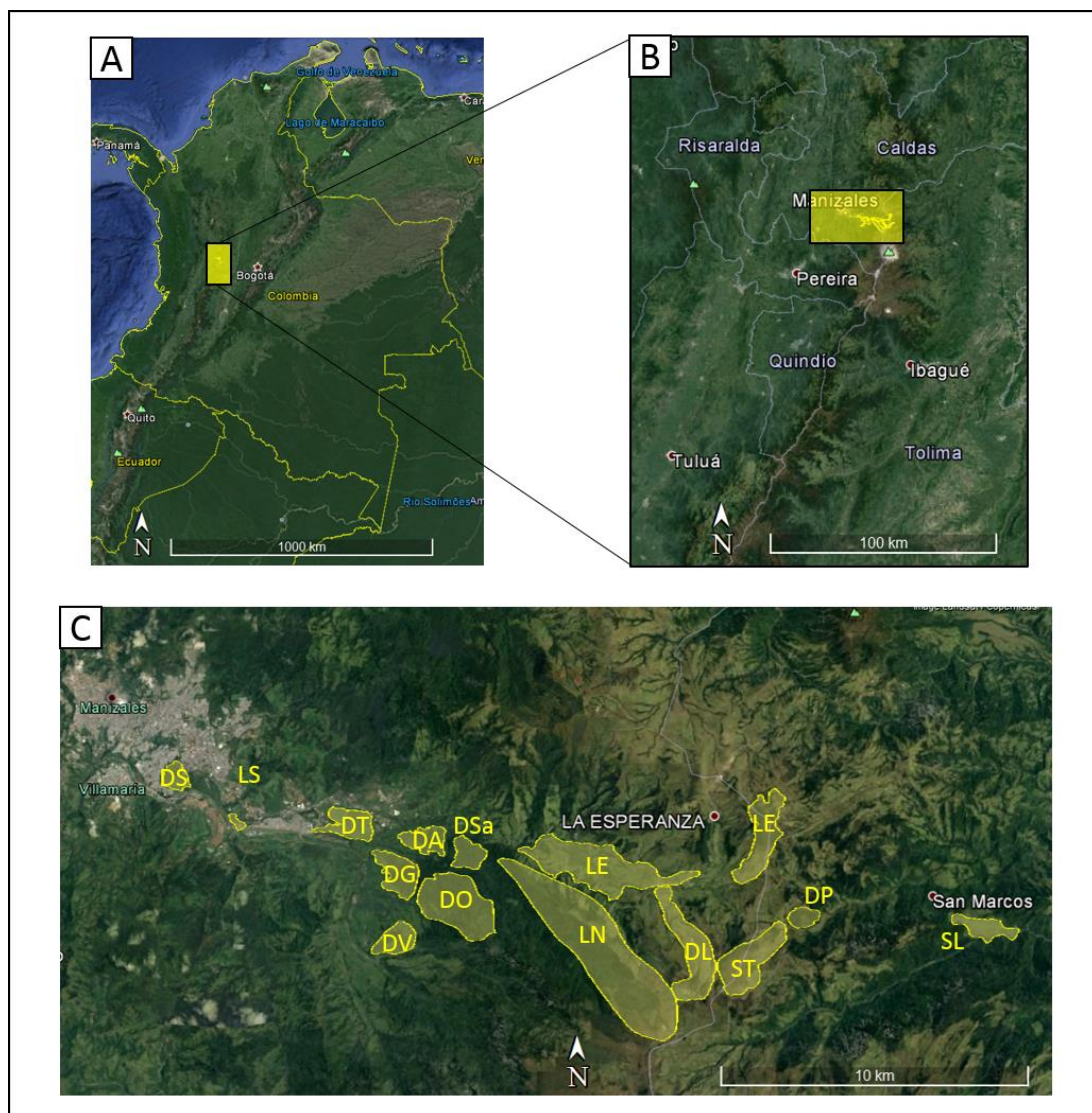


Figura 1 Localización zona de estudio. (A) Localización en la Cordillera Central de Colombia (rectángulo amarillo). (B) Ubicación de la ciudad de Manizales y el CVMVT (rectángulo amarillo) (C) Ubicación de los domos monogenéticos del CVMVT respecto a la ciudad de Manizales; DS: Domo Sancancio LS: Lavas de Lusitania, DT: Domo Tesorito, DG: Domo Gallinazo, DV: Domo Victoria, DA: Domo Amazonas, DO: Domo La Oliva, DSa: Domo Sabinas, LN: Domo La Negra, LE: Lava fisural La Esperanza, DL: Domo La Laguna, ST: Domo Santana, DP: Domo El Plato y SL: Domo San Luis. Fuente imágenes: Google Earth.

4. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra enmarcada en una zona con distintas unidades estratigráficas y estructuras geológicas producto de la historia evolutiva de la cordillera central de Colombia. Los volcanes que componen el CVMVT, se encuentran principalmente sobre un basamento metamórfico (Complejo Cajamarca) y metasedimentario (Complejo Quebradagrande) afectado por intrusiones y fallas (Martínez, et al., 2014).

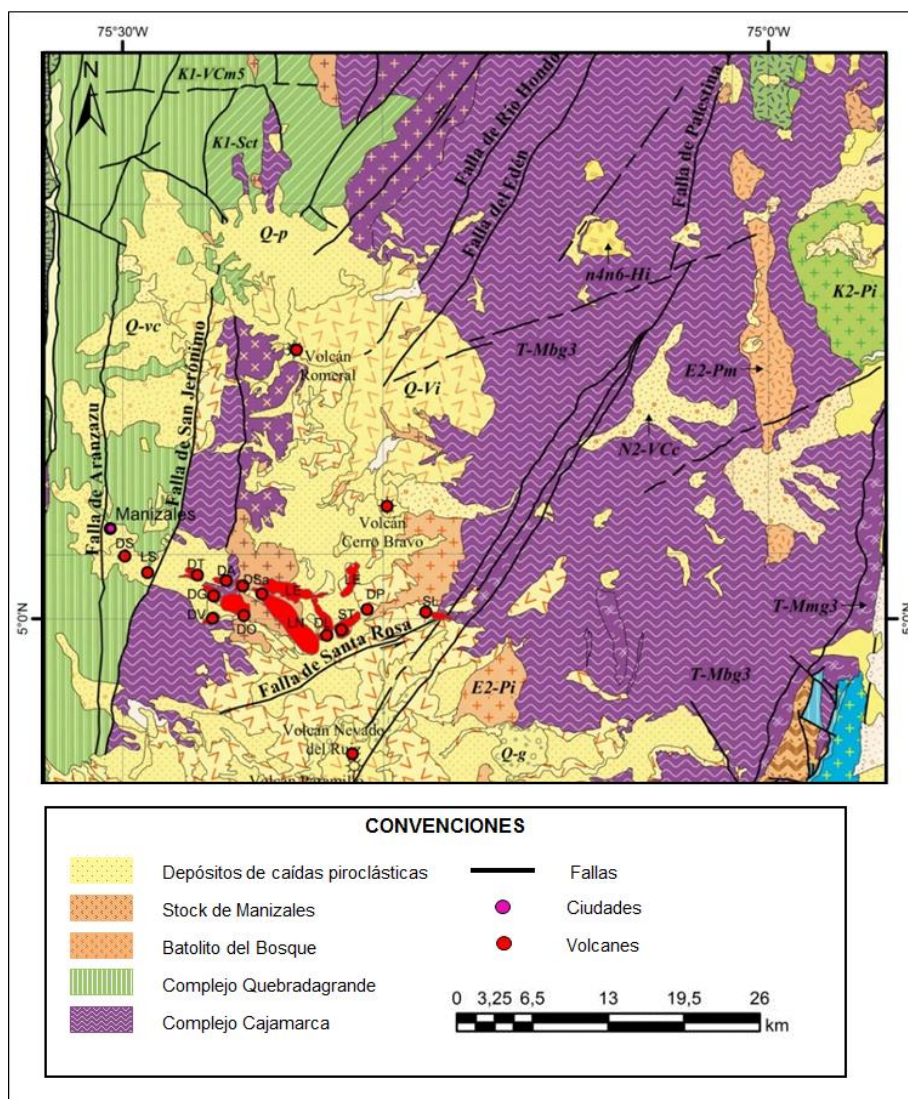


Figura 2 Mapa geológico zona de estudio. Los puntos rojos representan volcanes, el punto violeta la ciudad de Manizales como referencia; en polígonos de color rojo se aprecian las estructuras pertenecientes al CVMVT. Adaptado de plancha 5-09 a escala 1:500.000, Servicio Geológico colombiano. Gómez-Tapia et al. (2015).

4.1 Geología Regional

4.1.1 Complejo Cajamarca

Complejo Cajamarca es el nombre utilizado por González (1989) para el conjunto de rocas metamórficas que constituyen el núcleo de la Cordillera Central. Aflora al este de la Falla San Jerónimo y corresponde a una secuencia sin techo ni base determinadas, donde no es posible estimar con precisión el espesor debido al plegamiento y ausencia de capas guías, varía ampliamente en composición y es resultado de varios episodios metamórficos regionales los cuales se superponen efectos térmicos o dinámicos locales de intensidad variable. Se separó en tres grupos composicionales: El grupo pelítico constituido por filitas, esquistos sericíticos y micáceos y metasedimentitas, el grupo cuarzoso constituido por cuarcitas y el grupo básico compuesto por esquistos verdes y anfibolitas (González, 2001).

4.1.2 Complejo Quebradagrande

El Complejo Quebradagrande constituye una franja alargada, discontinua, de rocas volcánicas y metasedimentarias de edad albiana (Gómez, et al., 1995), que se extiende a lo largo del flanco oeste de la actual Cordillera Central, que está limitada regionalmente por la Falla San Jerónimo, al este, y por la Falla Silvia-Pijao, al oeste (Maya, et al., 1995)

Este complejo está formado por lodolitas negras, cherts, arenitas, conglomerados, brechas, rocas piroclásticas, basaltos, andesitas, y localmente por ultramafitas y gabros. Entre las rocas sedimentarias se diferencian dos sectores, que poseen características petrográficas diferentes: el sector este, en el cual predominan cuarzoarenitas y conglomerados, con cantos de cuarcita y de otras rocas metamórficas (Gómez, et al., 1995); siendo esporádicas las intercalaciones de rocas volcánicas efusivas; en contraste, el sector oeste, se caracteriza por el predominio de arenitas feldespáticas y conglomerados, con cantos de rocas volcánicas (andesitas, basaltos y tobas) y gabros, e intercalaciones de tobas básicas, basaltos y diabasas.

4.2 Geología Local

4.2.1 Stock de Manizales (Granodiorita de Manizales)

El Stock de Manizales (Mosquera, 1978) o granodiorita de Manizales (González , et al., 2002) es un plutón mesozonal en el flanco occidental de la Cordillera Central, que aflora al este de la ciudad de Manizales (Caldas), y al norte del Volcán Nevado del Ruíz. Este corresponde a un cuerpo ígneo intrusivo, emplazado sintectónicamente durante una fase extensional local, en el que se determinaron tres tipos de facies: tonalita hornbléndica, tonalita biotítica y granodiorita biotítica (Aguirre, et al., 2003). Para este plutón, cuya edad se ubica en general en el Paleoceno, se han obtenido diversas edades por datación radiométrica: una edad de 56 ± 2 Ma y 57 ± 2 Ma, por el método K/Ar en biotita (Brook, 1989); una edad de $43,9 \pm 4,2$ Ma por el método Huellas de fisión en circones (Villagómez , 2010).

4.2.2 Batolito el Bosque

La denominación Batolito de El Bosque fue utilizada inicialmente por Barrero & Vesga (1976), para referirse a un cuerpo intrusivo que aflora en el flanco oriental de la Cordillera Central, al suroeste del municipio del Líbano, Tolima. Según Núñez (2001), este intrusivo corresponde a una granodiorita biotítica, de textura principalmente fanerítica, variando de grueso a medio-granular, leucocrática, localmente moteada de negro por la presencia de biotita; mineralógicamente está compuesta por cuarzo, plagioclasa, microclina, y biotita; el autor menciona que este cuerpo intruye a rocas del Complejo Cajamarca; y es cubierto por lavas y depósitos piroclásticos, del Neógeno-Cuaternario, originados en los volcanes del Complejo Ruiz – Tolima (Núñez, 2001). Este batolito aflora ampliamente en un sector adyacente al área del PNNN, y en las divisorias entre las cuencas de los ríos Azufrado, Lagunilla y Recio. Vesga & Barrero (1978) obtuvieron para esta unidad una edad, mediante el método K/Ar en biotita, de $49,1 \pm 1,7$ Ma (límite Paleoceno – Eoceno).

4.2.3 Depósitos de Caídas piroclásticas

Los Depósitos de Caídas piroclásticas corresponden a la actividad holocénica del volcán Cerro Bravo y al desarrollo más reciente del Volcán Nevado del Ruíz (Martínez, et al., 2014). Los depósitos cubren gran parte de la región y están compuestos por cenizas, lapilli pumítico y, ocasionalmente, bombas volcánicas; el grado de litificación por lo general es bajo y la composición global es andesita, son producto de la actividad volcánica cuaternaria que se extiende hasta hoy en el Complejo Ruiz-Tolima y se manifiesta adicionalmente, en las fuentes termales que rodean a los volcanes anteriores (González, 2001).

4.3 Complejo Volcánico Nevado del Ruíz

El Complejo Volcánico Nevado del Ruiz (CVNR) está ubicado en la Cordillera Central de los Andes colombianos y es uno de los volcanes activos más septentrionales de Sudamérica (Borrero, et al., 2009). Fue definido por Martínez, et al. (2014) como el conjunto de estructuras volcánicas que se encuentran asociadas espacial, temporal y genéticamente al desarrollo del Volcán Nevado del Ruiz (VNR) y que cubren aproximadamente 200 km². El CVNR comprende tres grandes edificios superpuestos (PRE-Ruiz, VNR-PER y VNR-SER) producto de una larga historia eruptiva (~2 Ma), junto con los volcanes La Olleta, Nereidas y Piraña; y los domos colada Alfombrales, Arenales y el domo Plazuelas; tales fuentes eruptivas han dado lugar a depósitos de flujos de lava, domos y depósitos volcanoclásticos, tanto primarios como secundarios, que reflejan procesos constructivos y destructivos del CVNR sobre un macizo cordillerano tectónicamente complejo (Figura 3).

La evolución del CVNR según Martínez, et al. (2014) se encuentra dividida en cuatro períodos eruptivos: 1) El PRE-Ruiz abarca entre $1,8 \pm 0,1$ y $0,97 \pm 0,05$ Ma, y comprende uno o varios centros eruptivos de dominio efusivo; 2) el Primer Período Eruptivo Ruiz (PER), del cual no se conoce su duración pero se estima debió iniciar con posterioridad a los 0,97 Ma, prolongándose hasta aproximadamente 0,2 Ma; este período estuvo dominado inicialmente por erupciones efusivas, seguidas por

una época destructiva, muy explosiva, que culminó con la evacuación de parte del reservorio magmático y la formación de una caldera; 3) el Período Eruptivo Intermedio (INTER), durante el cual se formó un conjunto de domos y volcanes intracaldéricos, de borde y/o extracaldéricos, de edad desconocida, pero probablemente menor a 0,2 Ma; y (4) el Segundo Período Eruptivo Ruiz (SER), que comenzó aproximadamente desde el pleniglacial de la Última Glaciación, desde hace aproximadamente 45000 años A.P. extendiéndose hasta el Presente y que corresponde al estratovolcán actual.

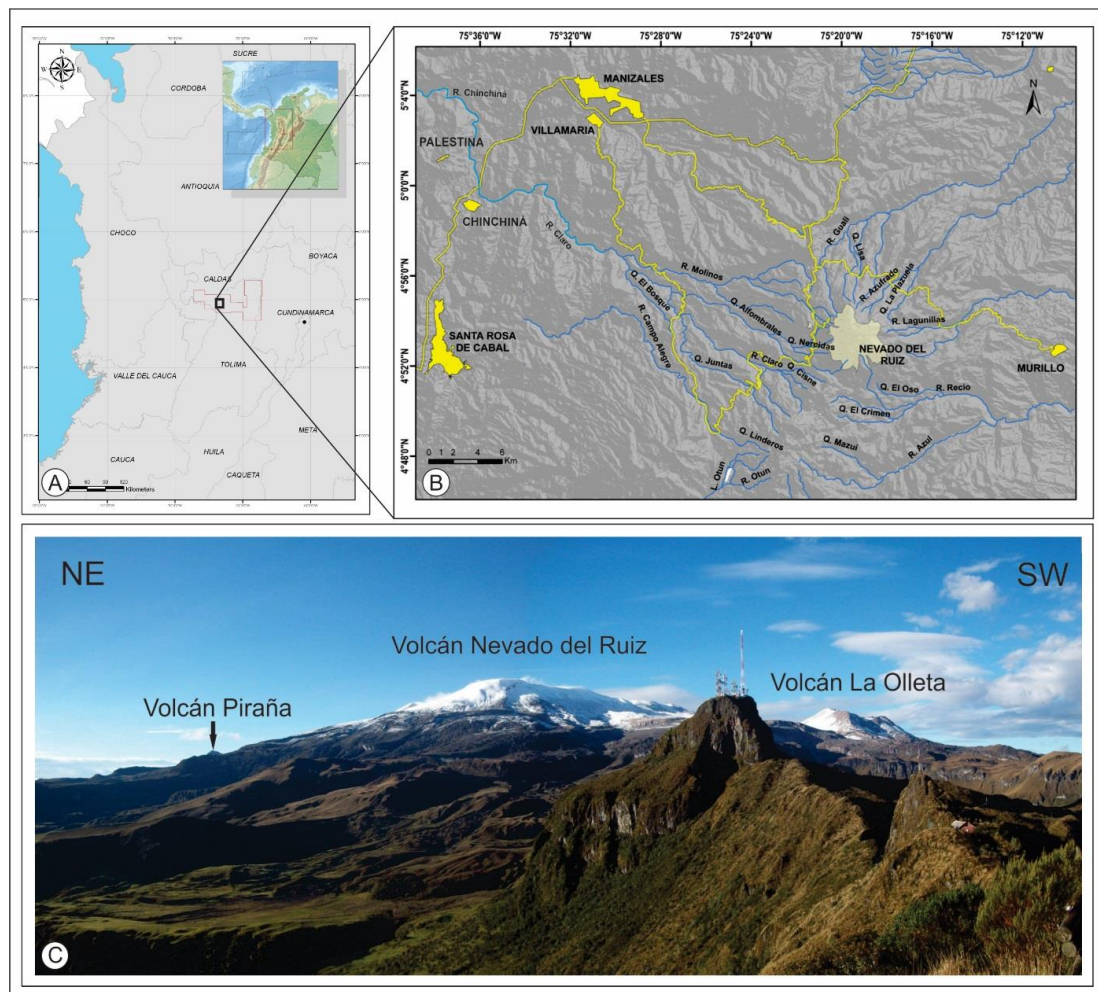


Figura 3 Localización del VNR A) y B) Ubicación. C) Panorámica con su capa glacial y algunos edificios volcánicos circundantes. Tomado de (Martínez, et al., 2014).

4.4 Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale

El Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale (CVMVT) se encuentra ubicado en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana en el departamento de Caldas, entre los municipios de Manizales y Villamaría con una dirección NW-SE. Algunas de las estructuras pertenecientes al CVMVT habían sido reconocidas y estudiadas en diferentes trabajos anteriores por autores como (Thouret, 1985, 1990), (González, 2001), (Rayo, 2012), (Martínez, et al., 2014), entre otros, relacionándolas estas con la actividad del Volcán Nevado del Ruíz. Según el estudio de Botero y Osorio (2017) dichas estructuras fueron correlacionadas y definidas como el conjunto de al menos 14 estructuras volcánicas correspondientes a domos y flujos de lavas alineadas preferencialmente en el trazo del Sistema de Fallas Villamaría- Termale (SFVT) de donde recibe su nombre. Las estructuras correspondientes al CVMVT son Domo Sancancio, Lavas de Lusitania, Domo Tesorito, Domo Gallinazo, Domo Victoria, Domo Amazonas, Domo La Oliva, Domo Sabinas, Domo La Negra, Lava Fisural la Esperanza, Domo La Laguna, Domo Santana, Domo El Plato, Domo San Luis (Figura 4).

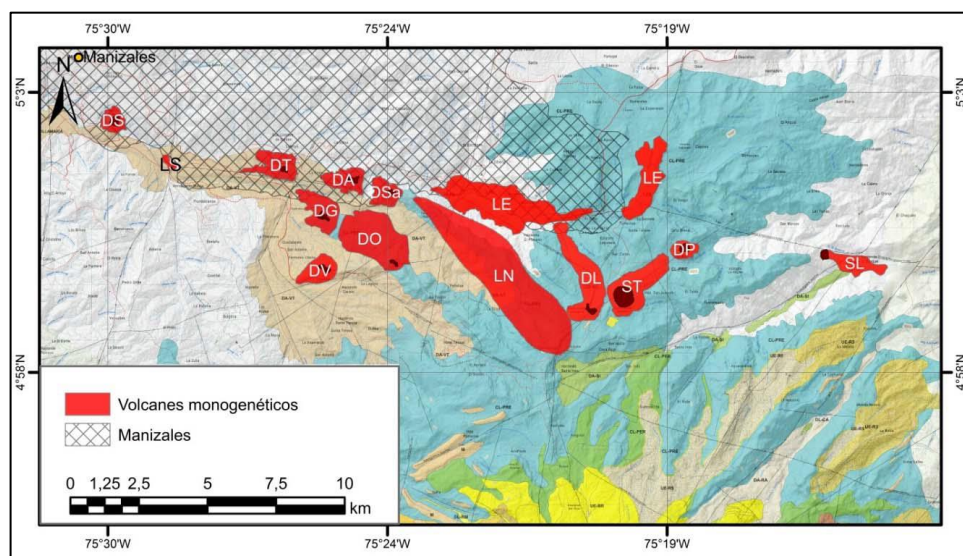


Figura 4 Las estructuras volcánicas se encuentran delimitadas en color rojo. DS: Domo Sancancio, LS: Lavas de Lusitania, DT: Domo Tesorito, DG: Domo Gallinazo, DV: Domo Victoria, DA: Domo Amazonas, DO: Domo La Oliva, DSA: Domo Sabinas, LN: Domo La Negra, LE: Lava fisural La Esperanza, DL: Domo La Laguna, ST: Flujo de lava Santana, DP: Domo Plato y SL: Domo San Luis. Tomado de: (Botero, et al., 2017).

4.4.1 Domo Sancancio

El domo Sancancio (2200 msnm; N 5°02'45'', W 75°29'40'') es el volcán ubicado más al NE del CVMVT. Este volcán está localizado a 448 m del segmento Sancancio del SFVT (Figura 7) y se encuentra rodeado por la quebrada Malabar y el río Chinchiná. El Sancancio tiene una forma circular cónica, una diferencia de altura de 250 m, cubre un área de 0,66 km² y tiene un volumen de 0,077 km³ (Botero y Osorio, 2017). Las rocas de la estructura presentan tonalidades grisáceas a negras, y se encuentran intruyendo el complejo Quebradagrande, la edad reportada según análisis de Thouret, et al. (1985) reporta una edad (K/Ar en roca total) de $1,2 \pm 0,08$ Ma.



Imagen 1 Domo Sancancio, ubicado en la ciudad de Manizales. Fuente: Google Earth

4.4.2 Lavas de Lusitania

Las lavas de Lusitania (2030 msnm; N 5°01'57'', W 75°28'36'') se encuentran directamente sobre el segmento Tesorito del SFVT (Figura 7) y la falla San Jerónimo (Figura 8). Las Lavas de Lusitania tienen una forma irregular, se localizan cerca a la quebrada Chupaderos, en la desembocadura al río Chinchiná (Imagen 2). Esta expresión volcánica tiene un área de 0,17 km² y un volumen de 0,002 km³ (Botero, et al., 2017). Presentan una edad conforme a relaciones estratigráficas y estudios paleomagnéticos de $<38.000 \pm 16$ años. Estas lavas intruyen el depósito de

avalancha de escombros Villamaría- Termales (DA-VT) que tiene una edad <45.000 años (Martínez et al., 2014).



Imagen 2 Ubicación Lavas de Lusitania, en la esquina inferior izquierda el aeropuerto de Manizales. Modificada de Google Earth.

4.4.3 Domo Tesorito

El domo Tesorito (2400 msnm; N 5°01'57", W 75°26'27") se encuentra a 524 m del segmento Tesorito del SFVT (Figura 7) El domo tiene una forma circular elongada, una diferencia de altura de 225 m, cubre un área de 1,37 km² y tiene un volumen de 0,248 km³ (Imagen 4). En este domo se puede apreciar disyunción columnar característica producida por la contracción generada por el enfriamiento del magma en superficie (Botero, et al., 2017). Para este domo, Thouret et al. (1985) reporta una edad (K/Ar en roca total) de $1,2 \pm 0,2$ Ma.

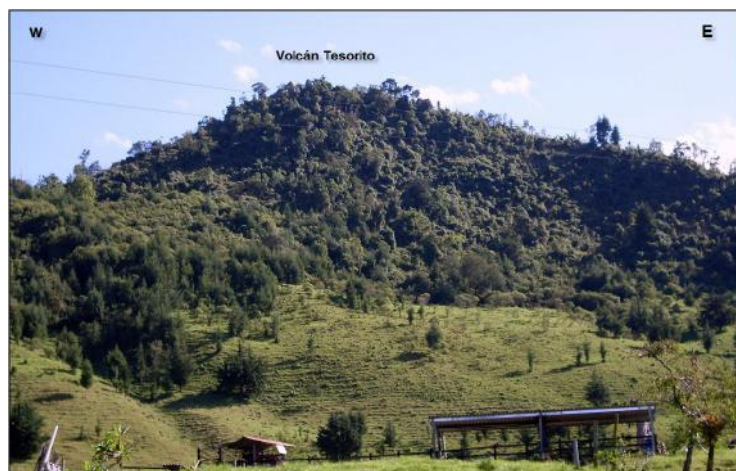


Imagen 3 Domo Tesorito observado desde el flanco sur. Tomado de (Ayala , 2009)

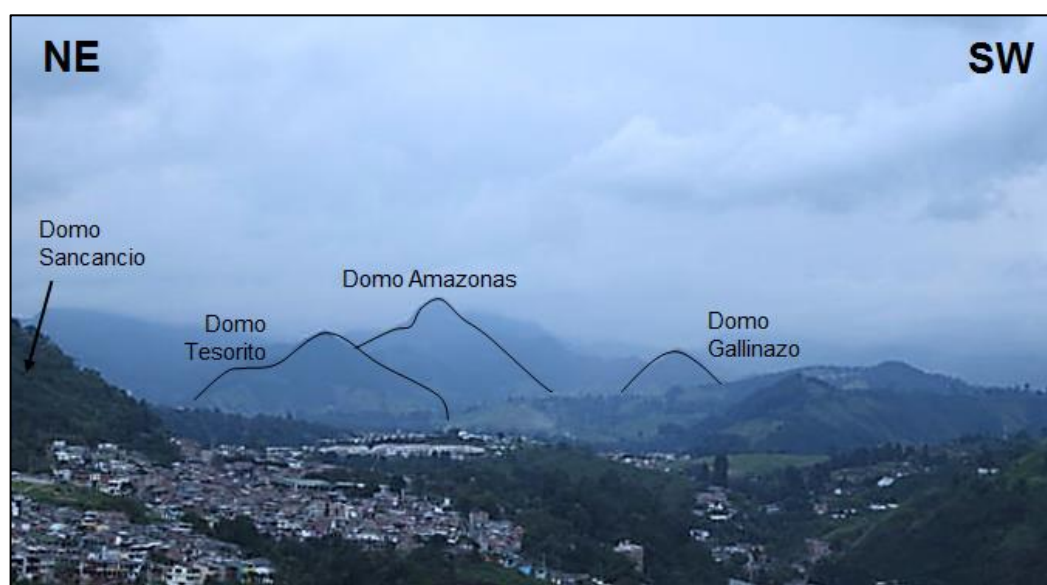


Imagen 4 Vista panorámica de los domos Tesorito, Amazonas Y Gallinazo. Fotografía tomada desde estación de cable de Manizales.

4.4.4 Domo Gallinazo

El domo Gallinazo (2700 msnm; N 5°01'07", W 75°25'40"; Fig. 27), se encuentra a 194 m del segmento Tesorito del SFVT (Figura 7). Esta estructura tiene una forma circular un poco elongada hacia el NW, una diferencia de altura de 400 m, cubre un

área de 1,51 km² y tiene un volumen de 0,430 km³ (Imagen 4) (Botero y Osorio, 2017). Este domo posee estructuras de disyunción columnar, se encuentra intruyendo el Complejo Quebradagrande y está cubierto por el DA-VT (Martínez et al., 2014).

4.4.5 Domo Victoria

El domo Victoria (2650 msnm; N 5°00'01'', W 75°25'46'') es definido por Botero y Osorio (2017), como un volcán con una forma circular elongada hacia el SW, una diferencia de altura de 250 m que cubre un área de 1,08 km² y tiene un volumen de 0,448 km³. Esta estructura se encuentra sobre el segmento Termales del SFVT (Figura 7). Se encuentra ubicado al S del domo Gallinazo, sobre la vía antigua al volcán Nevado del Ruiz desde la ciudad de Manizales. Este domo que tiene un relieve compuesto por una cima plana seguida de un pico (Imagen 5), se encuentra cubierto casi totalmente por vegetación, y presenta disyunción columnar (Imagen 6).



Imagen 5 Domo Victoria. Tomada de (Botero y Osorio, 2017).



Imagen 6 Disyunción columnar encontrada en afloramiento del Domo Victoria. Fuente: Autor

4.4.6 Domo Amazonas

El domo Amazonas (2750 msnm; N 5°01'45'', W 75°25'12'') se encuentra sobre el segmento El Ocho del SFVT (Figura 7), localizado al N del domo Gallinazo y al W del domo Sabinas (Imagen 7). El domo tiene una forma circular un poco elongada hacia el W, una diferencia de altura de 400 m, cubre un área de 1,06 km² y tiene un volumen de 0,317 km³ (Botero y Osorio, 2017). Este domo se encuentra cubierto casi totalmente por vegetación e intruye rocas del Complejo Quebradagrande.

4.4.7 Domo La Oliva

El domo La Oliva (3100 msnm; N 5°00'34'', W 75°24'39'') se encuentra a 590 m del segmento Termales del SFVT (Figura 7). Este domo se encuentra al S de los domos Amazonas y Sabinas, y al E del domo Victoria. Este domo tiene una forma circular, una diferencia de altura de 600 m, cubre un área de 3,79 km² y tiene un volumen de 0,986 km³ (Botero y Osorio, 2017). El domo Oliva intruye el Stock de Manizales, lavas del volcán Nevado del Ruiz y se encuentra cubierto por el DA-VT (Martínez et al., 2014).



Imagen 7 Vista panorámica donde se observa el alineamiento de los domos Amazonas, Sabinas y La Negra, hacia el lado suroeste, sobresale el domo Gallinazo. Tomado y modificado de (Ayala , 2009).

4.4.8 Domo Sabinas

El domo Sabinas (2850 msnm; N 5°01'32", W 75°24'31") se encuentra sobre el segmento El Ocho del SFVT (Figura 7). Este domo se encuentra al E del domo Amazonas y al N del domo La Oliva. El domo Sabinas tiene una forma circular elongada hacia el SW –W, una diferencia de altura de 350 m, un área de 0,89 km², y un volumen de 0,196 km³ (Botero y Osorio, 2017). Este domo intruye el Stock de Manizales y las lavas del volcán Nevado del Ruiz y hacia el S del domo se encuentra cubierto por el DA-VT (Martínez et al., 2014).

4.4.9 Domo La Negra

El domo La Negra (4000 msnm; N 5°00'50", W 75°23'11") se encuentra a 360 m del segmento El Ocho del SFVT (Figura 7). Este domo tiene un flujo de lava asociado, el cual tiene una forma muy elongada hacia el NW, una diferencia de altura de 1,2 km, teniendo presente que desde su punto más alto hasta el sitio de mayor avance del flujo de lava asociado hay 64 m, cubre un área de 10,60 km² y tiene un volumen de 22,020 km³ (Botero y Osorio, 2017). Este flujo de lava se encuentra disectado

por las fallas Pico Terrible y Olleta-Nereidas, en su parte baja y alta respectivamente (Figura 8). Estas lavas se encuentran intruyendo el Complejo Cajamarca y el Stock de Manizales (Martínez et al., 2014).

4.4.10 Lava Fisural La Esperanza

La lava fisural La Esperanza (3850 msnm; N 5°00'56", W 75°21'32") está ubicada entre las localidades de Las Margaritas y Letras, en la vía que conduce de Manizales al municipio de Mariquita (Figura 5). Esta estructura se encuentra sobre el segmento El Ocho del SFVT (Figura 7), tiene una forma circular cónica una diferencia de altura de 300 m, cubre un área de 7,33 km² y tiene un volumen de 1,119 km³. Este domo tiene asociado un flujo de lava hacia el W (Imagen 8), el cual se encuentra rellenando parcialmente antiguos valles glaciares esculpidos en lavas del CVNR por el río Chinchiná. Este domo se encuentra en la intersección de la falla Olleta - Nereidas con Villamaría –Termales y su flujo de lavas siguiendo el trazo de un segmento del SFVT (Figura 8) correspondiente con la fuente fisural planteada por Martínez et al. (2014), en este trabajo mencionado, este domo se asocia al periodo eruptivo Intermedio Ruiz (<0,2 a 0,045 Ma).

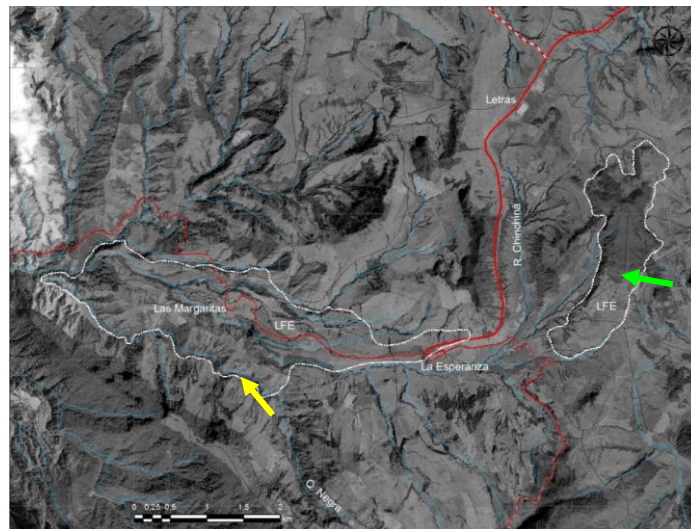


Figura 5 Ortofotomosaico de vista en planta del emplazamiento de la Lava Fisural La Esperanza (LFE). La estructura de LFE señalada en verde representa la estructura circular cónica, mientras que la estructura señalada en amarillo es el flujo de lava hacia el W. En rojo se presentan las vías de acceso. Tomada y modificada de (Martínez, et al., 2014)



Imagen 8 Panorámica del flujo de lava hacia el W asociada a la Lava Fisural La Esperanza. Tomada de (Martínez, et al., 2014).

4.4.11 Domo La Laguna

El domo La Laguna (3900 msnm; N 4°59'38'', W 75°20'24'') está ubicado al S de lavas de La Esperanza y W del domo Santana; se encuentra a 286 m del segmento El Ocho del SFVT (Figura 7). Este domo se encuentra en la intersección de las fallas Olleta-Nereidas y Villamaría – Termales (Figura 8). Este volcán tiene una forma circular cónica elongada hacia el NW, una diferencia de altura de 500 m, cubre un área de 2,86 km² y tiene un volumen de 2,456 km³ (Botero y Osorio, 2017). Su flujo de lava fue encausado por un paleo-valle glacial en dirección hacia el río Chinchiná (Figura 6).

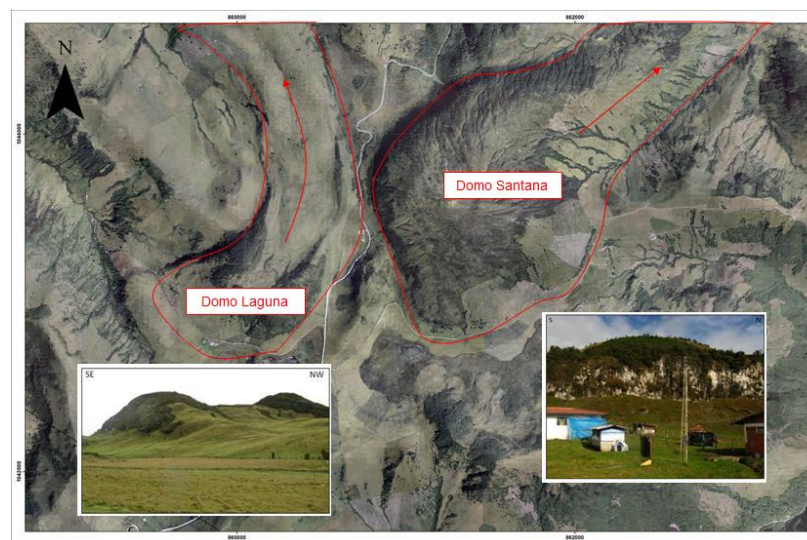


Figura 6 Fotografía aérea de los Domos La Laguna y Domo Santana. Tomado y modificado de (Rayo, 2012)

4.4.12 Domo Santana

El domo Santana (4000 msnm; N 4°59'27", W 75°19'48") está ubicado al E del domo La Laguna y SW del domo El Plato; se encuentra a 1048 m del segmento El Ocho del SFVT (Figura 7). Este volcán tiene una forma circular elongada hacia el NE (Figura 6), una diferencia de altura de 400 m, cubre un área de 2,53 km² y tiene un volumen de 1,361 km³ (Botero y Osorio, 2017). Esta estructura tiene asociado un flujo de lava que avanzó 2.2 km desde el centro de emisión; localmente el flujo de lava está cubierto por depósitos de caída piroclástica probablemente provenientes del CVNR y del volcán Cerro Bravo; en algunas de sus paredes presenta disyunción columnar.

4.4.13 Domo El Plato

El domo El Plato (3800 msnm; N 5°00'20", W 75°18'35") está ubicado al NE del domo Santana; se encuentra a 850 m del segmento Gualí del SFVT (Figura 7). Este domo tiene una forma circular un poco elongada hacia el E con una cima semicircular aplanada (Imagen 9), una diferencia de altura de 400 m, cubre un área de 0,54 km² y tiene un volumen de 0,240 km³ (Botero y Osorio, 2017). El domo El Plato intruye el Complejo Cajamarca y lavas del CVNR.



Imagen 9 Domo El Plato. Tomado de (Botero, et al., 2017)

4.4.14 Domo San Luis

El domo San Luis (3000 msnm; N 5°00'05'', W 75°15'20'') Este domo se encuentra sobre el segmento Gualí del SFVT (Figura 7) en la intersección de la falla Santa Rosa con Villamaría - Termales (Figura 8). Este domo es muy elongado hacia el E, tiene una diferencia de altura de 500 m, cubre un área de 1,10 km² y tiene un volumen de 1,014 km³. Este domo se caracteriza por presentar un flujo de lava que se emplazó en el valle del río Gualí con una longitud de 2,4 km en dirección E (Imagen 10).



Imagen 10 Domo San Luis, en la imagen de la derecha se observa demarcada con una línea blanca el flujo de lava hacia el SE. Tomado de (Martínez, et al., 2014)

4.5 Geología Estructural

4.5.1 Sistema de Fallas Villamaría-Termates

González & Jaramillo (2002) realizaron el estudio detallado de este sistema de fallas, quienes las dividieron en siete segmentos (Figura 7), basados en la expresión morfológica, y determinaron que la longitud de estos es limitada por barreras estructurales definidas por fallas N-S y NE-SW, formando bloques o cuñas relacionadas con alta sismicidad en el área, e interpretaron un régimen distensivo o normal a partir del análisis de mecanismos focales, y la consideraron como una estructura de dirección WNW-ESE.

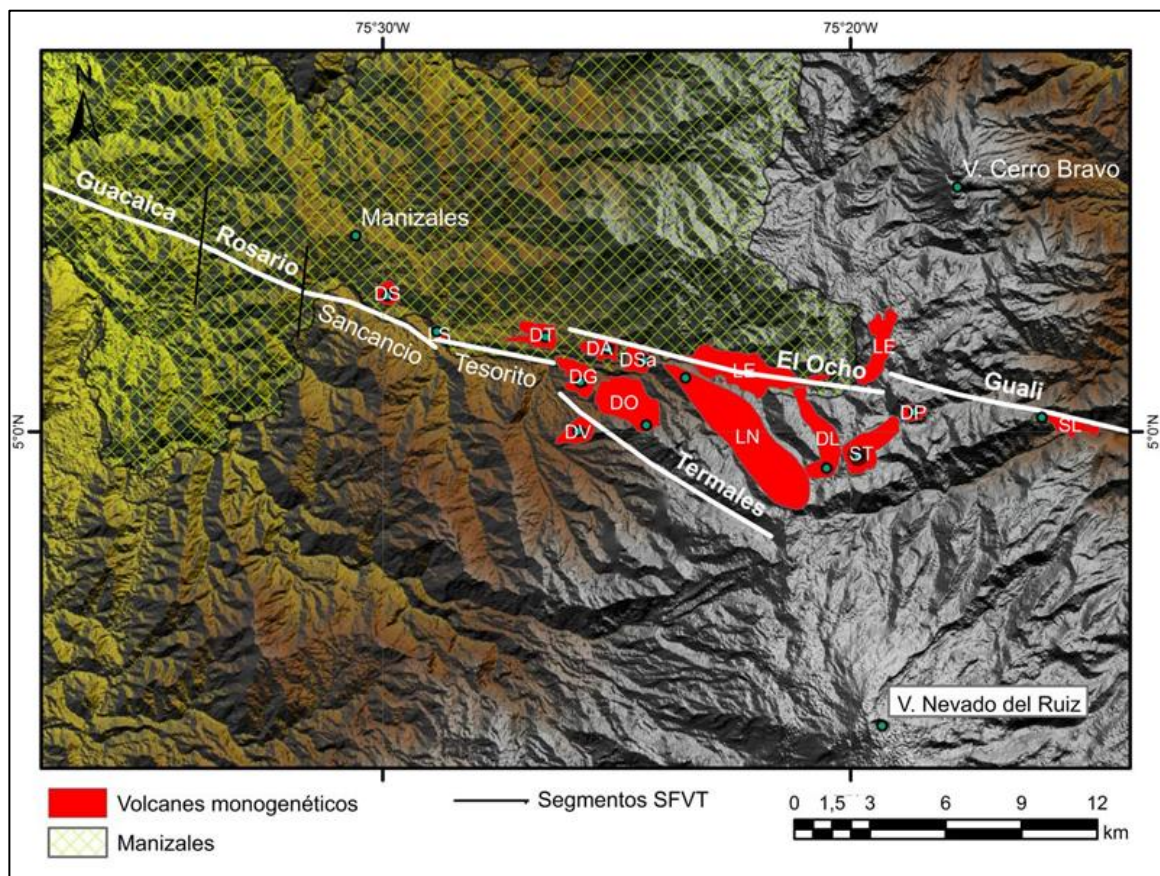


Figura 7 Segmentos del SFVT, definidos Por González y Jaramillo (2002). DS: Domo Sancancio, LS: Lavas de Lusitania, DT: Domo Tesorito, DG: Domo Gallinazo, DV: Domo Victoria, DA: Domo Amazonas, DO: Domo La Oliva, DSa: Domo Sabinas, LN: Domo La Negra, LE: Lava fisural La Esperanza, DL: Domo La Laguna, ST: Flujo de lava Santana, DP: Domo Plato y SL: Domo San Luis Tomado de: Botero y Osorio (2017).

Autores como (Borrero, et al., 2009) y (Martínez, et al., 2014) han propuesto que los segmentos en que se encuentra dividido el SFVT se pudieron haber originado debido a la interacción de esta con el sistema de fallas Cauca - Romeral que atraviesa el departamento de Caldas y que en el área se ve representada por las fallas San Jerónimo, Samaná Sur, Olleta-Nereidas y Pico Terrible. En las intersecciones de dichas fallas con el SFVT y en sus alrededores se encuentran ubicadas las estructuras del CVMVT (Figura 8), por lo cual se ha propuesto la generación de bloques por donde hay ascenso de material magmático desde profundidad, que ha dado lugar al CVMVT. González & Jaramillo (2002) sugirieron que en los segmentos en los cuales se encuentran alineados los domos monogenéticos existe una tectónica distensiva que ha tenido actividad en el Cuaternario.

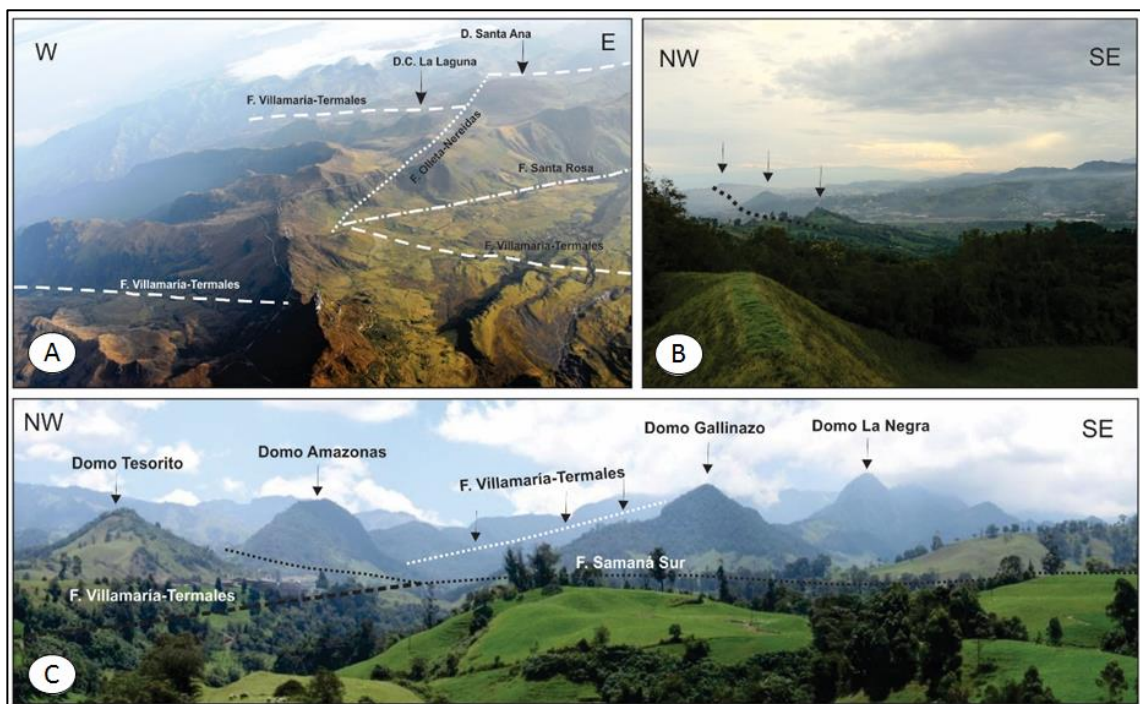


Imagen 11 Evidencias del control estructural del SFVT y su relación con el CVMVT. A) Sobrevuelo del OVSM (2013), donde se aprecia la intersección de las fallas del SFVT, la Falla Olleta-Nereidas y la Falla Santa Rosa. Asociado a un segmento del SFVT se presentan el Domo Colada La Laguna y el Domo Colada Santana. B) Alineación del escarpe de Chipre y los domos Sancancio y Tesorito (flechas negras). C) Alineación de domos volcánicos siguiendo la tendencia de un segmento del SFVT y la intersección con la Falla Samaná Sur, en el sector de Gallinazo. Tomado y modificado de (Martínez, et al., 2014).

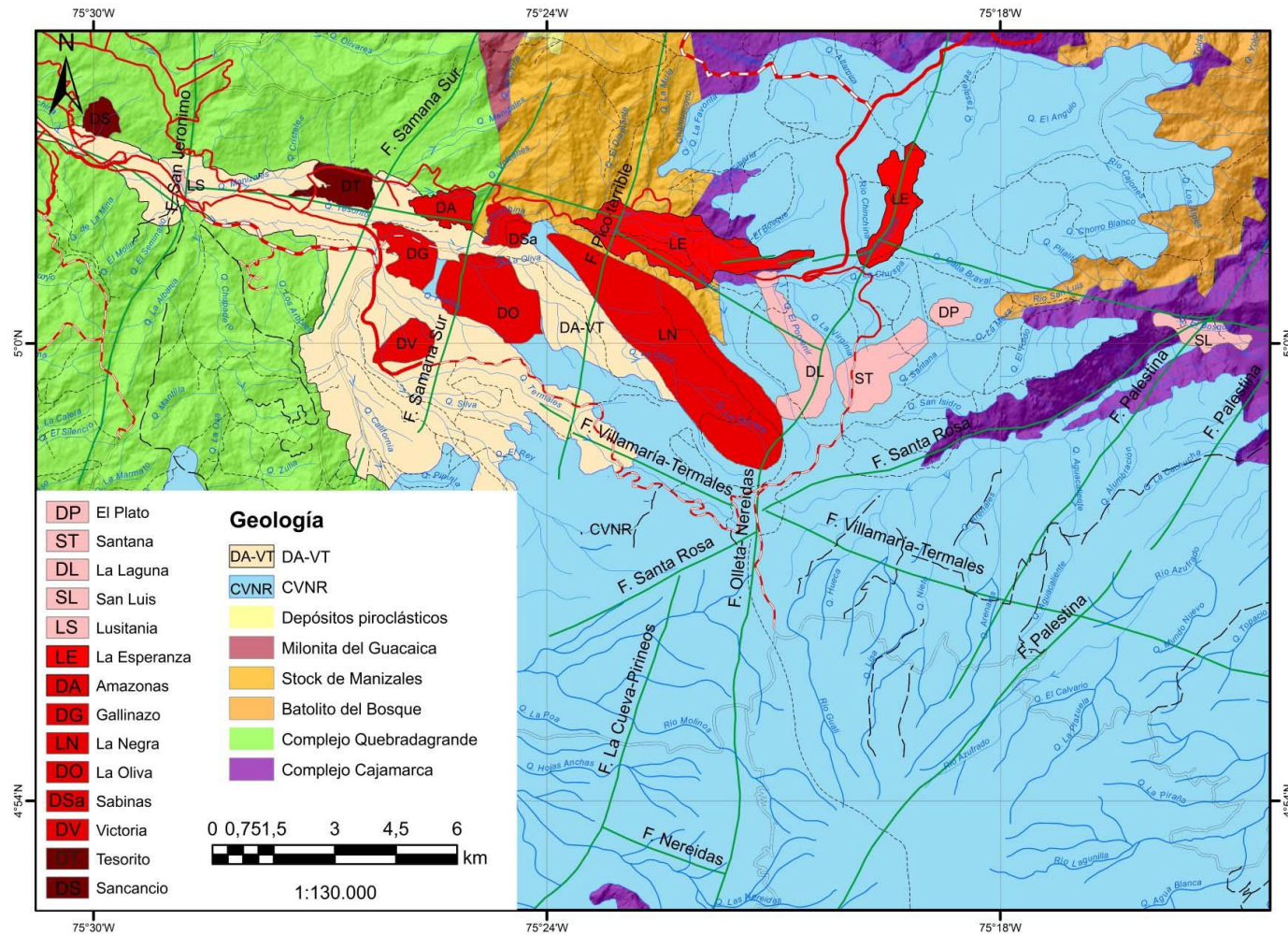


Figura 8 Mapa geológico del CVMVT. Las expresiones monogenéticas representadas con tonalidades rojas según sus rangos de temporalidad. Los productos volcánicos del CVNR, los cuales en su mayoría son lavas asociadas, no se encuentran diferencias, con excepción del DA-VT (depósito de avalancha de escombros Villamaría- Termuales, el cual es indispensable a la hora de ubicar temporalmente los domos (Botero, et al., 2017). También se observa la ocurrencia de las estructuras del CVMVT en las intersecciones de las fallas.

4.5.2 Falla San Jerónimo

Pertenece al Sistema de Fallas de Romeral compuesta por numerosas fallas paralelas a subparalelas en dirección N-S principalmente. Naranjo y Ríos (1989) consideran que las características generales de la zona de falla del Sistema Romeral en los alrededores de Manizales indican que en ella se manifiestan dos estilos estructurales: bloques y cabalgamientos compresionales que corresponden a estructuras con basamento involucrado; y pliegues de cabalgamiento.

La Falla de San Jerónimo es una falla con dirección general NNE-SSW, inversa y con desplazamiento lateral izquierdo, que pone en contacto las rocas metamórficas continentales Paleozoicas del Complejo Cajamarca al este, con rocas de afinidad oceánica y edad Cretácica del Complejo Quebradagrande al occidente.

4.5.3 Falla Samaná Sur

Es una falla de carácter regional, presenta una componente de movimiento lateral derecho inverso, rumbo N30°E y marca el contacto entre cuarcitas biotíticas del Complejo Cajamarca y la tonalita del Batolito de Sonsón fuera del área de estudio (Toro, 2012). Su prolongación tanto al norte, como al sur, está enmascarada por una gruesa cubierta de cenizas volcánicas, esta hace parte de un sistema de fallas localizado al este de la Falla San Jerónimo, y que según CHEC (1983), hacen parte de un mismo sistema.

El trazo de la falla se caracteriza por una fuerte alineación morfológica aproximadamente recta, trincheras de falla, valles lineales y captura de drenajes. Su desplazamiento es difícil de comprobar debido a la ausencia de bloques correlacionables y a la gruesa cubierta volcánica reciente que enmascara su prolongación hacia el sur.

4.5.4 Falla Pico Terrible

Fue propuesta por primera vez por Martínez et. al. (2014) como una estructura con tendencia N20°-30°E, identificada mediante la interpretación de rasgos morfotectónicos como deflexiones de cauce en sentido lateral derecho, cuchillas

alineadas (Pico Terrible), escarpes de falla, cauces rectilíneos y hombreras alineadas (Imagen 12).

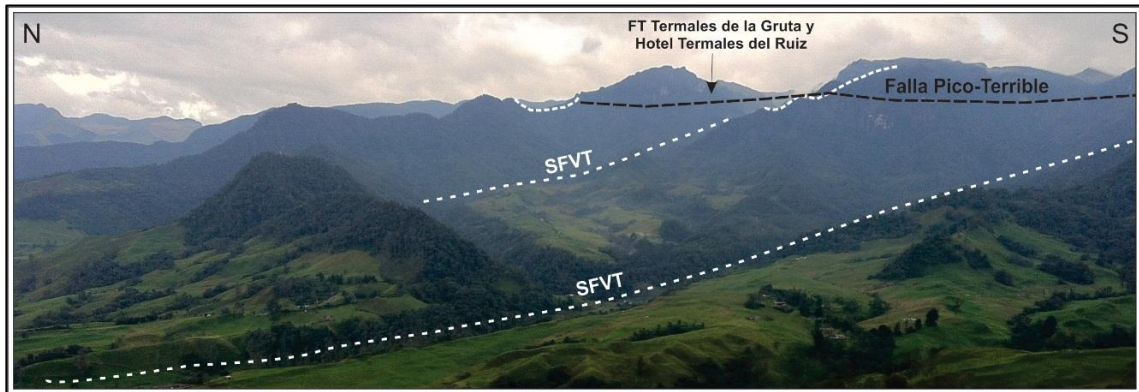


Imagen 12 Intersección de la falla Pico-Terrible (geoformas de hombreras, silletas alineadas) con algunos trazos del SFVT. Tomado de (Martínez, et al., 2014).

4.5.5 Falla Olleta-Nereidas

Fue propuesta por primera vez por Martínez et. al. (2014) como una falla con una tendencia N-S a SSW-NNE, localizada entre el edificio del volcán La Olleta y el Volcán Nevado del Ruíz (Imagen 13). Hacia el norte del CVNR, la estructura presenta tendencia N40°-50°E asociada al emplazamiento del Domo Colada La Laguna y el Domo Colada Santana; además, se presenta desplazando a SFVT.

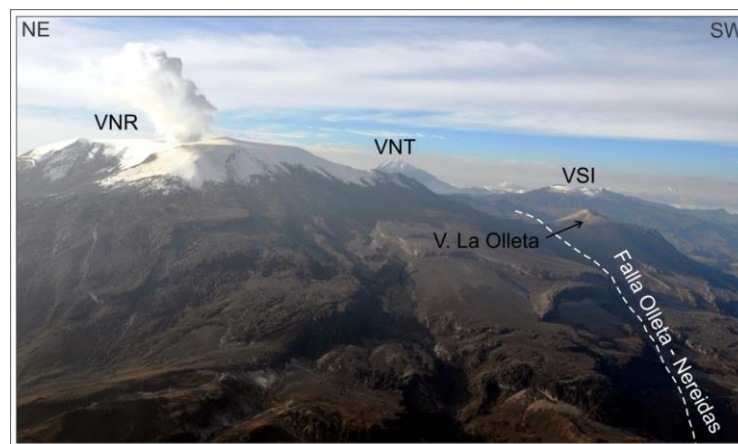


Imagen 13 Fotografía de algunos de los volcanes del Parque Nacional Los Nevados (VNR: Volcán Nevado del Ruíz; VNT: Volcán Nevado del Tolima; VSI: Volcán Nevado de Santa Isabel), de un sobrevuelo del OVSM en el año 2012. La línea punteada en color blanco muestra el trazo de la Falla Olleta – Nereidas entre el edificio del VNR y el Volcán La Olleta (en primer plano). Tomado de (Martínez, et al., 2014).

5. FUNDAMENTO TEÓRICO

5.1 Vulcanismo

5.1.1 Vulcanismo Monogenético

El vulcanismo es un fenómeno relacionado con el ascenso de magma del interior de la tierra a la superficie, dicho ascenso está acompañado por liberación de gases, generación de estructuras y transformación de la corteza terrestre en el lugar de emplazamiento del volcán. Las características de forma y estructura de un volcán están definidas por aspectos como el origen del magma, los materiales expulsados, el tipo de erupción y la energía liberada, entre otros; por lo tanto, si un volcán es producto de una única erupción, es denominado **monogenético**, mientras que si es producto de varias erupciones se denomina **poligenético**.

Las erupciones que dan origen a los volcanes monogenéticos, frecuentemente resultan en agrupaciones de productos eruptivos de volumen pequeño, que frecuentemente son la manifestación de erupciones cortas (Németh, 2010; Kereszturi and Németh, 2012); se cree que después de una erupción monogenética el conducto magmático se cierra o se sella, de tal manera que el magma debe encontrar un nuevo camino para llegar a superficie. Este tipo de vulcanismo se encuentra localizado en su mayoría en ambientes tectónicos intraplaca, sin embargo se puede encontrar en casi todos los ambientes tectónicos (Németh, 2010), (Murcia, 2015). Las principales características del vulcanismo monogenético son: ausencia de cámaras magmáticas, fuentes generadoras del magma muy profundas (generalmente manto superior), y evolución a través de una sola erupción; usualmente este vulcanismo es de composición básica, aunque se pueden observar erupciones monogenéticas con otros tipos de composición (Valentine, et al., 2008).

En el vulcanismo monogenético normalmente los productos de una erupción reflejan cercanamente la composición del fundido original (i.e. magma producido por fusión parcial ya sea de la parte superior de la astenósfera o inferior de la litósfera) si este no ha sido sometido a procesos de evolución magmática, fraccionamiento o estacionamiento en la corteza superior (Niu, 2005). Si el magma posee bajo contenido de volátiles, los productos de la erupción serán flujos o domos de lava. Si el magma posee alta concentración de volátiles, y la fragmentación es de tipo magmática, se generan conos piroclásticos (Head , et al., 1989). Si el tipo de erupción es freato-magmática, se generan conos de toba, anillos de toba o maares asociados con depósitos de corrientes de densidad piroclástica (Houghton, et al., 2015) (Figura 9).

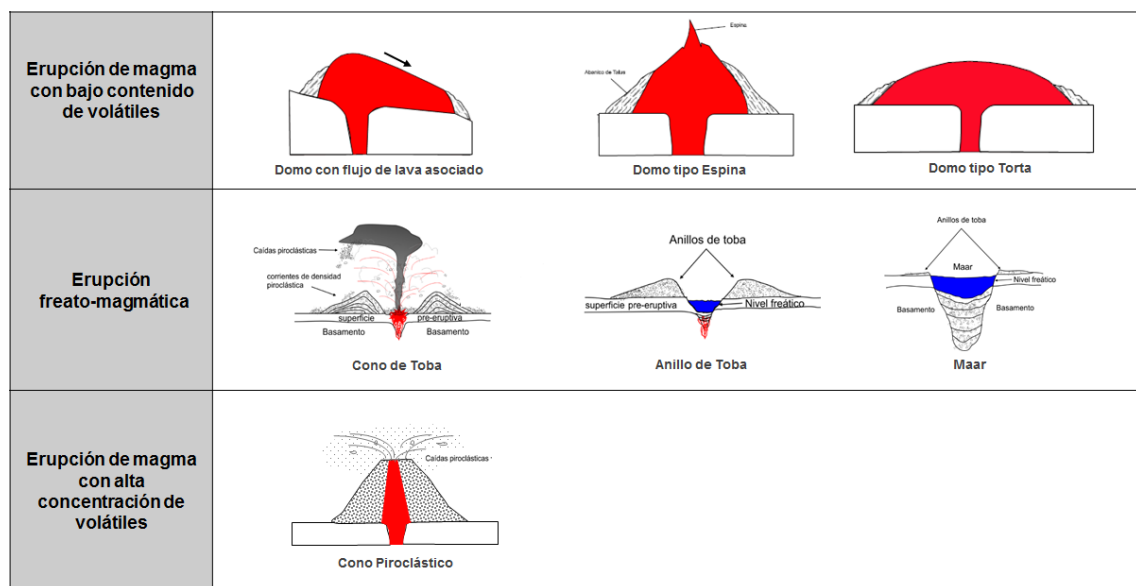


Figura 9 Tipos de estructuras según el proceso eruptivo. Tomado y modificado de Francis and Oppenheimer (2004); Houghton et al. (2015); Botero y Osorio (2017).

5.1.2 Campo Volcánico

Los **campos volcánicos** son un término usado comúnmente para describir agrupaciones de volcanes, con frecuencia, se asume que los volcanes pertenecientes a un campo volcánico son pequeños, monogenéticos y

dominantemente basálticos, pero ninguna de esas características son indispensables para definir un campo volcánico, de hecho el término **campo volcánico** puede ser utilizado para describir un grupo formado sólo por edificios monogenéticos, un grupo entre edificios monogenéticos y poligenéticos, o incluso formado sólo por edificios poligenéticos. Es así que el término de **campo volcánico** se puede utilizar para describir áreas dentro de las que se agrupan estructuras de origen volcánico tales como flujos de lava, domos de lava, domos de escoria, maares, anillos de toba, escudos e incluso, volcanes compuestos. La diferencia entre clasificar una serie de estructuras volcánicas en campos monogenéticos, poligenéticos o mixtos, depende de factores como: génesis de las estructuras (i.e. igual fuente de magma o fuente de calentamiento) distancia entre los focos de erupción, relaciones composicionales de los productos de la erupción e interacción en profundidad de los edificios volcánicos (Cañón-Tapia, 2016).

El número de volcanes mínimo necesario para definir un campo volcánico, aún no se encuentra completamente definido, Németh (2010) afirma que un campo volcánico comúnmente está compuesto por cientos de estructuras, sin embargo, Le Corvec et al. (2013) afirman que un campo volcánico puede ser definido con un número aproximado de 10 estructuras. Connor & Conway (2000) hacen la distinción entre campos pequeños (<50 estructuras volcánicas en un área <1000 km²) y campos grandes (>50 estructuras volcánicas en un área >1000 km²). En este sentido, Cañón-Tapia (2016) propone que la definición de campos volcánicos no debe tener en cuenta aspectos como: la distancia entre los focos o edificios volcánicos, densidad de estructuras (i.e. número de volcanes/unidad de área) o incluso temporalidad, puesto que pueden coincidir dos erupciones de distintos magmas en un área pequeña, sin que necesariamente exista una relación genética entre los magmas involucrados. Así mismo, este autor sugiere que los criterios que deben ser tenidos en cuenta para la definición de un campo volcánico son: relación genética entre los edificios y/o estructuras volcánicas, relación de vías de acceso del magma (i.e. conductos volcánicos, grietas, fallas, diques, silos) de las

estructuras volcánicas involucradas y las relaciones estratigráficas (Botero & Osorio, 2017).

5.2 Distribución de Tamaños de Cristales (CSD)

La distribución de tamaños de cristales o Crystal Size Distribution (CSD) es una técnica que se basa en el análisis textural cuantitativo de las rocas y considera el contenido de cristales en función de su tamaño, forma y orientación (Marsh, 1998); (Higgins , 2002). Los estudios texturales en petrología ígnea crecieron rápidamente en el siglo XIX, siguiendo al desarrollo del microscopio petrográfico, para ese entonces las observaciones texturales eran cualitativas (tamaño promedio del grano, relaciones de los granos y fábrica) y aunque los datos cualitativos eran útiles, estos no podían definir modelos físicos o procesos de la misma manera en que los datos cuantitativos lo harían (Higgins, 2000). La técnica CSD fue desarrollada e introducida por Bruce D. Marsh en 1988 para el estudio de rocas ígneas y metamórficas, y desde entonces ha sido útil en diferentes estudios debido a que permite obtener información complementaria sobre las dos etapas esenciales de desarrollo cristalino de una roca: la nucleación y el crecimiento de los cristales.

Entender cómo se generaron las texturas es importante ya que estas son el resultado de la solidificación de las rocas, y por lo tanto, si queremos entender los procesos de solidificación de rocas ígneas, debemos cuantificar y modelar las texturas. Hay muchos aspectos de la textura de las rocas ígneas que pueden ser cuantificados, pero el parámetro textural más comúnmente estudiado es el tamaño de los cristal (Higgins, 2000), debido a que es el más apropiado para adquirir datos que podrían arrojar información sobre la historia termal del magma, las condiciones de almacenamiento, tiempo de residencia y la tasa de crecimiento de los cristales.

La mayoría de los datos CSD se determinan a partir de secciones bidimensionales a través de rocas, afloramientos, rocas pulidas o secciones delgadas. Esas secciones bidimensionales son imágenes que necesitan ser procesadas para

extraer varios parámetros tales como longitud, ancho, área, perímetro y orientación. El procesamiento puede realizarse manual o automáticamente; en el tratamiento manual, las diferentes intersecciones son identificadas visualmente, teniendo en cuenta color, birrefringencia, maclas, clivaje, y otras propiedades, aunque esta técnica es laboriosa arroja datos de buena calidad; en el procesamiento automático de imágenes se emplean programas que realizan la clasificación de partículas sólo por colores en base a imágenes obtenidas de las muestras, esta técnica es mucho más rápida, y aunque los datos no tienen la misma calidad que con las técnicas manuales, pueden dar resultados muy útiles.

5.2.1 Cristalización: Nucleación y crecimiento cristalino

La cristalización es un proceso que puede darse a partir de material fundido que se enfría, por precipitación de sustancias disueltas o por sublimación de gases, para el enfoque de este estudio se tendrá en cuenta únicamente la cristalización por medio del enfriamiento de material fundido, específicamente el magma.

La cristalización presenta dos etapas fundamentales: la **nucleación** y el **crecimiento**. La nucleación es el inicio del proceso a partir de una estructura (núcleo) que puede ser una partícula preexistente o una nueva generada a partir de un conjunto de átomos que han sobrepasado un nivel de energía que les permite mantener su ordenamiento dentro del líquido, una vez conformados los núcleos inicia la segunda etapa de la cristalización: el crecimiento, el cual consiste en la adición de nuevos constituyentes al núcleo inicial (Figura 10). Si la nucleación es más rápida que el crecimiento, se generarán pequeños agregados en grandes cantidades, si el crecimiento de los cristales es más rápido que la nucleación se generarán pocos agregados, grandes y cristalinos.

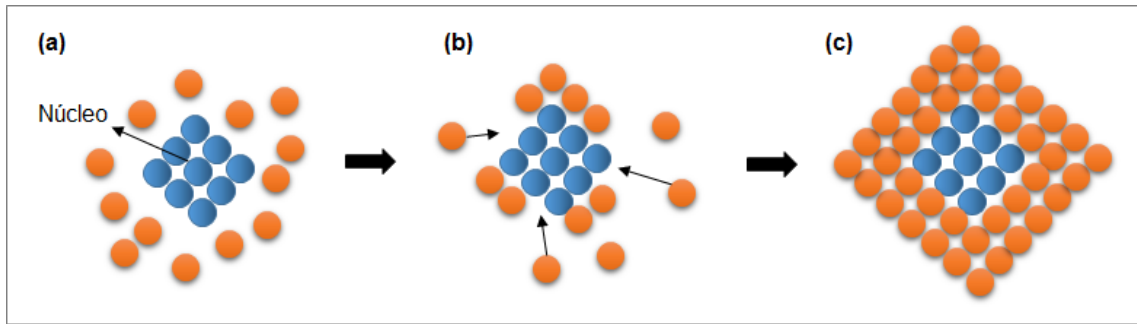


Figura 10 Representación esquemática del proceso de nucleación y crecimiento cristalino (a) Conformación del núcleo (b) Adición de partículas al núcleo existente (c) Conformación de la estructura.

5.2.2 Teoría de Distribución de Tamaños de Cristales (CSD)

El CSD se ocupa de la distribución del tamaño de las poblaciones cristalinas en función del número de cristales en un volumen medido y la cantidad de cristales dentro de una serie de intervalos de tamaño definido (Marsh 1988).

La medida de distribución de tamaños de diferentes fases cristalinas también puede proveer información de las escalas de tiempo de cristalización ya que este proceso está controlado por las tasas de crecimiento (G) y nucleación (J) (Figura 11). Además brinda información acerca del estado físico del magma en el momento de la erupción y sus cambios a través del tiempo y espacio.

Los parámetros determinados de un diagrama CSD relacionan las tasas promedio de **nucleación** (J) y de **crecimiento** (G), asumiendo que el **tamaño dominante** (L_d) es consecuencia del crecimiento estable del cristal en una duración apropiada de tiempo (τ), se tiene entonces que

$$L_d = G\tau$$

Ecuación 1

, donde τ es el **tiempo de cristalización efectivo o tiempo de residencia**. La tasa de nucleación está dada por $J = dN_v/dt$, donde N_v es el número de cristales por unidad de volumen. A su vez la tasa de nucleación está relacionada con la tasa de crecimiento $J = n^\circ G$, donde n° es el número de densidad de cristales nucleados

(intercepto con cero), de manera que el tiempo puede ser determinado para cualquier CSD si se conoce G (Blundy y Cashman, 2008).

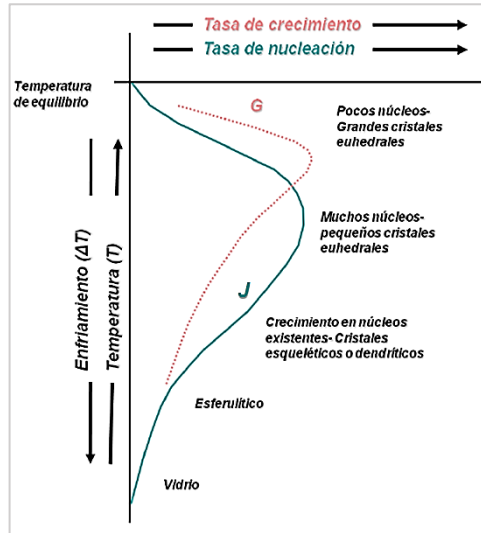


Figura 11 Curvas típicas de las tasas de nucleación (J) y crecimiento (G) en relación con el incremento del enfriamiento (ΔT), mostrando el tamaño de los granos y sus formas generados en cada estado Tomado y modificado de (Rayo, 2012).

La **densidad de población de cristal** (n) se define matemáticamente cómo $n(L) = dN(L)/dL$, donde $N(L)$ es el número acumulado de cristales por unidad de volumen con ejes largos iguales o menor que L y n es la cantidad de cristales por unidad de volumen en una clase de tamaño dado. La relación $N(L)$ vs. L refleja cambios en la relación J/G durante la cristalización debido a la dependencia de J y G con el enfriamiento. Esta es la razón por la que la forma de un diagrama $N(L)$ vs. L es equivalente a la forma de un diagrama de enfriamiento vs. tiempo.

La densidad de población cristalina está mejor representada por un gráfico de $\ln(n)$ frente a la longitud del cristal (L) y puede describirse por la siguiente relación:

$$\ln(n) = \ln(n^0) - L/G\tau$$

Ecuación 2

y un gráfico de $\ln(n)$ contra el tamaño del cristal (L) (Figura 12) producirá como su intersección en $L = 0$, $\ln(n^\circ)$ y como su pendiente

$$m = -1/G\tau \quad \text{Ecuación 3}$$

por lo tanto si se conoce τ , entonces, G se puede encontrar, o viceversa.

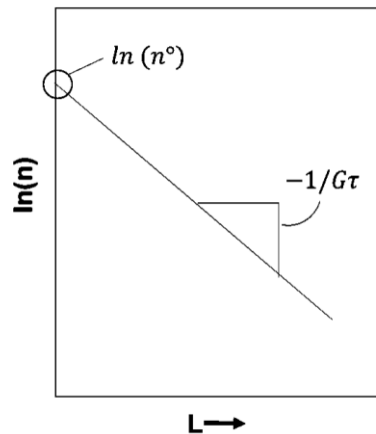


Figura 12 La interpretación de los datos de CSD se basa principalmente en el reconocimiento que tanto en sistemas estables como dependientes del tiempo, la pendiente está determinada por el producto recíproco de la tasa de crecimiento y el tiempo de residencia ($G\tau$) y el intercepto es la densidad de nucleación (i.e. $\ln(n^\circ)$) (Marsh, 1988).

5.3 Aplicaciones de la Teoría de Distribución de Tamaños de Cristales CSD)

La cristalización de magmas ha sido un tema de estudio desde que James Hall reprodujo texturas basálticas por medio de experimentos en 1805 (Cashman, et al., 1988). La teoría sobre la distribución de tamaños de cristales (CSD) fue desarrollada por Randolph & Larson (1971) e interpretada en un contexto geológico por Bruce D. Marsh (1988) con el fin de cuantificar aspectos texturales en las rocas y así obtener resultados que permitieran una mejor comprensión de los procesos que llevaron a las formaciones de estas; dicho método ha evolucionado con los estudios y aportes de investigadores como Bruce D. Marsh, Katharine V. Cashman, Michael D. Higgins y Julie Roberge, entre otros, quienes han convertido el método en una herramienta útil, en especial para el estudio de rocas ígneas.

5.3.1 Lago de Lava Makaopuhi (1988)

Uno de los primeros estudios en los que se aplicó la técnica CSD fue el estudio realizado en el lago de lava Makaopuhi del Volcán Kilauea en Hawái por Cashman & Marsh (1988), quienes realizaron mediciones a partir de núcleos de perforación de los espectros de distribución de tamaño de plagioclasas y de óxidos de Fe-Ti con el objetivo de calcular y analizar las densidades de población de cristales para examinar el cambio en las tasas de cristalización con respecto al tiempo. Después de llevar a cabo el estudio, encontraron que la teoría de las distribuciones de tamaños de cristales (CSD) se puede aplicar a los sistemas geológicos ya que el análisis cuantitativo de las texturas de las rocas volcánicas proporciona información sobre las tasas de nucleación y crecimiento de cristales in situ y en base a las velocidades de crecimiento y nucleación determinadas se puede ayudar a limitar los modelos físicos de cristalización magmática.

5.3.2 Mauna Loa (1994)

Crisp & Cashman, et al. (1994) examinaron la historia de cristalización de lavas producto de una erupción de 3 semanas en el volcán Mauna Loa en Hawái que generó flujos de lava de hasta 27 km de distancia. Usando el método CSD estudiaron las tasas de cristalización, incremento de viscosidad y calor latente en microfenocristales y en microlitos, encontrando que la tasa de cristalización de microfenocristales en la zona de rift disminuía a medida que el magma se acercaba al equilibrio y la tasa de producción de lava disminuía, mientras que para los microlitos, encontraron que la tasa de cristalización de estos fue menor en la última mitad del flujo de lava comparado con la primera. También que a partir de los cambios de pendiente en las gráficas de CSD es posible distinguir la cristalización en la zona de rift de aquella que ocurre “posterupción” debido que a medida que se mueve el flujo de lava, la viscosidad y el avance se ven afectados por el incremento de la cristalinidad.

5.3.3 Volcán Soufrière Hills (2003)

Higgins & Roberge (2003) realizaron mediciones en andesitas del Volcán Soufrière Hills, Montserrat, para examinar la solidificación del magma en un sistema andesítico rico en cristales desarrollados. Este estudio evaluó dos etapas de desarrollo textural de las rocas debido a que los cristales de plagioclasa se encontraban por separado y también como chadocristales en grandes oikocristales de anfíbol, con el fin de determinar si la solidificación estuvo dominada por el enfriamiento progresivo y el crecimiento de cristales o si las texturas fueron moldeadas por ciclos repetidos de calentamiento y enfriamiento.

5.3.4 Volcán Eldfell (2007)

Higgins & Roberge (2007) se interesaron en el estudio del Volcán Eldfell en Islandia, debido a que este fue producto de una erupción simple y relativamente corta, así que aplicaron una combinación de estudios geoquímicos y texturales con los cuales buscaban obtener información clara sobre la erupción y la evolución de los magmas. Aplicando el método CSD en plagioclasas y en base a esos resultados propusieron tres componentes magmáticos principales, los cuales describieron así: La erupción comenzó con magmas de fisura generados de magmas antiguos de una erupción anterior, los cuales estaban químicamente evolucionados y poseían altos contenidos en plagioclasa; posteriormente ocurrió una mezcla de pequeñas cantidades de magma antiguo con un nuevo magma de baja cristalinidad, generando las “lavas tempranas”, las cuales eran químicamente menos evolucionadas y poseían menores contenidos de plagioclasa; por último las “lavas tardías” fueron producto de otro nuevo magma de profundidad, estas eran químicamente similares a las “lavas tempranas”, pero poseían un mayor contenido en plagioclasa, concluyendo así que a pesar de tener distintos procesos para los tres componentes magmáticos, estos podrían haber sido originados de una misma cámara magmática, la cual sufrió procesos de fraccionamiento, nucleación, crecimiento y coarsening.

5.3.5 Volcán Nevado del Ruiz (2011)

Rayo-Rocha & Zuluaga (2011) realizaron un estudio a partir del análisis petrográfico detallado de flujos de lava del Volcán Nevado del Ruiz y análisis texturales cuantitativos de distribución de tamaños de cristales (CSD) de plagioclasas en lavas andesíticas y dacíticas, encontrando que las curvas de CSD en plagioclasas muestran patrones de distribución curvilíneos y cóncavos, con excepción de las lavas de domos que exhiben un patrón lineal. Estas características les permitieron inferir cambios abruptos en la composición del fundido durante el proceso de cristalización, probablemente relacionados con procesos de mezcla de magmas.

5.3.6 Complejo Ígneo Qisir Dagħ, Irán (2015)

Pourkhorsandi et al. (2015) recurrieron al análisis de CSD para estudiar micromonzogabros del Complejo Ígneo Qisir Dagħ, en el NW de Irán. El estudio fue llevado a cabo en plagioclasas debido a la importancia de este mineral en la reconstrucción de procesos de enfriamiento del magma, encontrando la presencia de por lo menos dos poblaciones de plagioclasas, lo cual indicó la ocurrencia de mezcla de magmas o de fraccionamiento cristalino durante el enfriamiento del magma y un tiempo de residencia del magma entre 457 y 685 años lo cual resultó ser concordante con la naturaleza subvolcánica de las rocas estudiadas.

5.3.7 Volcán Telica, Nicaragua (2016)

Witter et al. (2016) investigaron fenocristales de plagioclasa de basaltos y basaltos andesíticos del volcán Telica con el fin de obtener información sobre los procesos que ocurrían en la cámara magmática. El análisis textural cualitativo y en base a CSD de las muestras mostró que las plagioclasas presentaban textura “sieve” cuyos orígenes requerían un desequilibrio termodinámico dentro del sistema magmático y la presencia de dos poblaciones de cristales las cuales posiblemente fueron originadas a través de un modelo de relleno y mezcla magmática, en la cual los

magmas máficos fueron introducidos en una cámara estable, la cual a su vez, era petrográfica y químicamente evolucionada. Los tiempos de residencia fueron estimados utilizando los segmentos lineales de los CSD, los cuales sugirieron que los procesos ocurrieron en escalas de tiempo de décadas o siglos.

6. ANTECEDENTES

Las estructuras volcánicas monogenéticas objeto de este estudio están ubicadas al NE del CVNR entre los municipios de Manizales y Villamaría (Caldas), debido a la cercanía con el CVNR se ha relacionado su origen con dicho complejo. Algunos estudios han detallado las estructuras desde el punto de vista petrográfico (Thouret et al., 1990; Ayala, 2009), geoquímico (Borrero et al., 2009; Toro et al., 2010) y estructural (González & Jaramillo, 2002).

Naranjo & Ríos (1989) describen por primera vez los domos Sancancio, Tesorito y las lavas de Lusitania ubicados en la ciudad de Manizales, clasificando el domo Tesorito como criptodomo y las lavas de Lusitania como un flujo de lava de origen desconocido.

Thouret et al. (1990) reportan los primeros estudios geocronológicos por el método K/Ar en roca total para los domos Sancancio ($1, 2 \pm 0,08$ Ma) y domo Tesorito ($1,2 \pm 0,2$ Ma), y los asocian al periodo eruptivo del “Viejo Ruiz”.

Bohórquez et al. (2005), publican un estudio en el cual se realizó cartografía geológica a las fallas presentes en la cadena volcánica de la Cordillera Central, estos estudios permitieron relacionar la actividad tectónica de esta parte de la Cordillera Central con los diversos volcanes ubicados a lo largo de su eje, principalmente en cómo los diversos lineamientos estructurales facilitaban el ascenso de magma y posterior actividad volcánica.

Toro et al. (2008) realizan un estudio geoquímico a rocas ubicadas al SE de la ciudad de Manizales, más precisamente a los domos: Gallinazo, Amazonas, Sabinas, La Oliva y La Negra, el resultado del estudio mostró un carácter calcoalcalino para todas las rocas.

Ayala (2009) realizó un estudio petrográfico y planteó un modelo vulcanológico del CVNR etapa Ancestral en el cuál se analizaron los productos volcánicos obtenidos a partir de la actividad ancestral del CVNR (Botero y Osorio, 2017).

Borrero et al. (2009) realizaron análisis geoquímicos a los domos: Gallinazo, Tesorito y La Negra, haciendo una comparación con las lavas pertenecientes al CVNR y obteniendo las primeras aproximaciones de cómo es la relación entre la configuración tectónica de la zona y el emplazamiento en superficie de los volcanes monogenéticos ubicados en el sector de Gallinazo. Botero y Osorio (2017) concluyen que la configuración tectónica de la zona favoreció el ascenso y emplazamiento en superficie de los volcanes monogenéticos ubicados en el sector de Gallinazo.

En general, las múltiples estructuras volcánicas de origen monogenético que se encuentran entre los municipios de Manizales y Villamaría (Caldas), han sido asociadas a los periodos eruptivos del CVNR definidos por Thouret et al. (1990) (Borrero et al., 2009; Martínez et al., 2014). Los domos Sancancio, Tesorito, Gallinazo, Amazonas, La Oliva, La Negra y las Lavas de Lusitania se han relacionado por medio de análisis geoquímicos con el Periodo Ruiz Ancestral (Thouret et al., 1990; Borrero et al., 2009) mientras que los domos La Laguna, Santana, El Plato y San Luis se han relacionado con el Segundo Periodo Eruptivo (Martínez et al., 2014).

Finalmente, Botero y Osorio (2017) diferencian la existencia de 14 estructuras volcánicas (desde la ciudad de Manizales hacia el CVNR en dirección NW-SE) como parte de un campo volcánico monogenético en base a resultados de los estudios mencionados previamente y estudios recientes: domo Sancancio, Lavas de Lusitania, domos Tesorito, Gallinazo, Amazonas, Victoria, Sabinas, La Oliva, La Negra, La Esperanza, La Laguna, Santana, El Plato y San Luis.

7. METODOLOGÍA

Para llevar a cabo el presente trabajo se realizó la recopilación bibliográfica sobre el Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale y sobre el método de Distribución de Tamaño de Cristales (CSD), posteriormente se realizó una visita al área de estudio para hacer un reconocimiento de las estructuras en cuestión y obtener las muestras necesarias para el estudio, después de la obtención de las muestras se procedió a realizar el análisis petrográfico, la adquisición de las imágenes necesarias para realizar el procesamiento de CSD y el análisis correspondiente para llegar a los resultados objeto de esta investigación.

7.1 Adquisición de muestras

La adquisición de muestras para este estudio, se dio gracias a la colaboración de Luis Botero, Pablo Osorio y Hugo Murcia de la Universidad de Caldas quienes facilitaron el préstamo de las secciones delgadas utilizadas en este estudio. Las secciones delgadas son producto de estudios anteriores realizados a las estructuras, la procedencia de cada una de las secciones se detalla en la Tabla 1.

Estructura	Secciones	Código	Fuente
Domo Sancancio	1	DS-01	Botero y Osorio (2017)
Domo Victoria	1	DT-01	Botero y Osorio (2017)
Domo El Plato	1	DP-01	Botero y Osorio (2017)
Lavas Lusitania	1	BT13	L.M. Toro
Domo Tesorito	1	TESORITO	L.M. Toro
Domo Gallinazo	1	AA-45	L.M. Toro
Domo Amazonas	2	PA-322 y AA-36	L.M. Toro
Domo La Oliva	1	PA-91	L.M. Toro
Domo La Negra	2	BT-19 y AA-79	L.M. Toro
Domo La Laguna	1	BT-17	L.M. Toro

Tabla 1 Lista de secciones delgadas empleadas para el estudio.

La ubicación de cada sección delgada se muestra en la Figura 13.

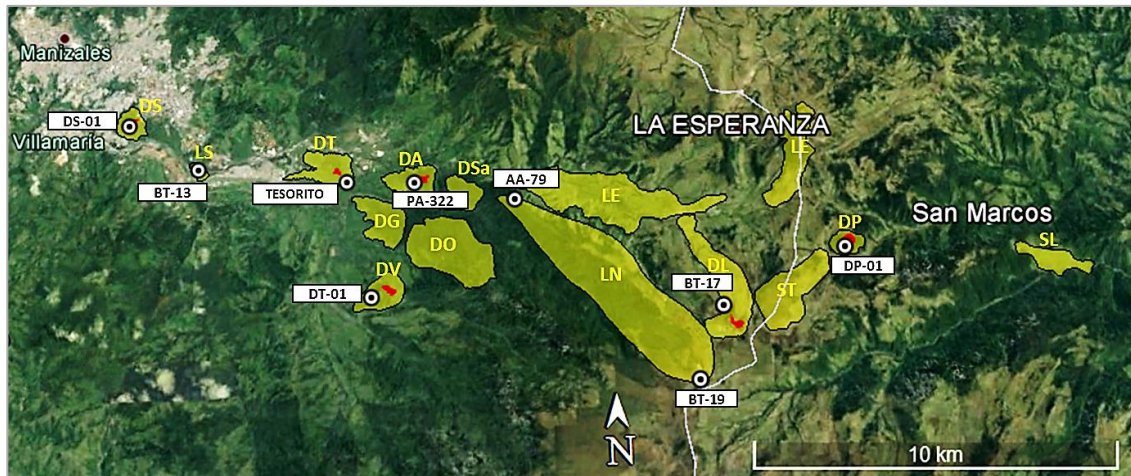


Figura 13 Localización de las secciones delgadas empleadas para el análisis de CSD. Las áreas amarillas muestran la delimitación de los domos, los puntos blancos señalan las ubicaciones de las muestras y las áreas en rojo muestran los posibles conductos de cada volcán. DS: Domo Sancancio LS: Lavas de Lusitania, DT: Domo Tesorito, DG: Domo Gallinazo, DV: Domo Victoria, DA: Domo Amazonas, DO: Domo La Oliva, DSa: Domo Sabinas, LN: Domo La Negra, LE: Lava fisural La Esperanza, DL: Domo La Laguna, ST: Domo Santana, DP: Domo El Plato y SL: Domo San Luis. Fuente imágenes: Google Earth.

En total se recolectaron 12 secciones delgadas pero debido a los parámetros necesarios para los análisis se descartaron 3 secciones correspondientes a los domos Gallinazo, Amazonas (AA-36) y La Oliva ya que se encontraban alteradas, por otro lado, las secciones correspondientes a los domos Santana y Lava Fisural La Esperanza no pudieron ser obtenidas. Por lo tanto, en este estudio se realizará el análisis para 8 de las 14 estructuras identificadas del CVMVT las cuales corresponden a los domos Sancancio, Tesorito, El Plato, Victoria, Amazonas, La Laguna, La Negra y las Lavas de Lusitania.

7.2 Análisis Petrográfico

Se realizó el análisis petrográfico de 8 secciones delgadas por medio del conteo de puntos con microscopio Meiji, este proceso fue llevado a cabo en el laboratorio de petrografía de la Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia.

El análisis para el conteo de puntos en cada sección se realizó teniendo en cuenta las dimensiones de cada sección delgada, debido a que estas no presentaban tamaños homogéneos, los puntos analizados para cada sección son presentados en la Tabla 2.

Estructura	Código	Puntos
Domo Sancancio	DS-01	600
Domo Victoria	DT-01	525
Domo El Plato	DP-01	420
Lavas Lusitania	BT13	475
Domo Tesorito	TESORITO	475
Domo Amazonas	PA-322	500
Domo La Negra	BT-19	440
Domo La Laguna	BT-17	475

Tabla 2 Número de puntos analizados en cada sección delgada para el análisis petrográfico.

7.3 Aplicación técnica Distribución de Tamaños de Cristales (CSD)

7.3.1 Adquisición y procesamiento digital de imágenes.

La técnica de CSD fue aplicada en 8 muestras, correspondientes a algunas de las estructuras del CVMVT (Ver Tabla 1), en este trabajo se ha aplicado la técnica de distribución de tamaños de cristales siguiendo el método descrito por Higgins (2000) el cual está basado en los trabajos previos de Marsh (1988) y Cashman y Marsh (1988). Para ello, se tomaron fotografías de cada sección delgada (cuatro fotografías por sección) utilizando una magnificación de 4X y con resolución de 300 ppp con el microscopio Olympus BX51-trf.

Las imágenes obtenidas fueron procesadas en mosaico y tratadas con el procesador de imágenes de uso libre *ImageJ*, el procesamiento consistió en ajustar parámetros de color y contraste de las imágenes para facilitar separar los minerales de interés (plagioclasas) por medio de la binarización de las imágenes y

posteriormente ajustar los parámetros necesarios para medir automáticamente las dimensiones de cada cristal.

7.3.2 Generación de gráficas CSD.

Las dimensiones obtenidas para los cristales fueron tratadas para el cálculo de los parámetros de forma por medio del programa *CSD Corrections* 1.6, con el objetivo de construir una curva CSD clásica donde se grafica el logaritmo natural de la distribución de la población versus el tamaño de los cristales (Rayo-Rocha y Zuluaga, 2011). Este software convierte datos bidimensionales obtenidos a partir de mediciones en dos dimensiones, a una distribución tridimensional del tamaño de los cristales, realizando correcciones estereológicas por efectos de probabilidad de intersección y correcciones parciales para el efecto del corte de secciones, esta conversión tiene en cuenta la forma aproximada de los cristales y la fábrica de la roca (Higgins, 2000, 2002, 2006).

El programa construye un sólido con base en tres dimensiones: larga, corta e intermedia, para este caso se estimó la relación de las plagioclasas en cada imagen según la forma de cristal promedio que presentó cada muestra. Los resultados de dichas mediciones son presentados en función del tamaño corregido de la mitad del intervalo, para esto se asume que la medición de la longitud más común (en la sección transversal) es la dimensión intermedia de un paralelepípedo.

Los parámetros empleados en el análisis de CSD en este trabajo fueron: medición del eje del elipsoide mayor, factor de redondez (0.1) y fábrica masiva, dichos parámetros fueron seleccionados dadas las condiciones de procesamiento de las imágenes, las formas de grano y la fábrica de las rocas estudiadas; para el tamaño de la escala de las mediciones se empleó una escala logarítmica en base 10 con un número de intervalo por década de 5.

8. CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA

Las muestras se analizaron evaluando parámetros como grado de cristalinidad, tamaño de grano, forma de los cristales y la composición mineral, la cual se obtuvo por medio del conteo de puntos de las secciones delgadas descritas en la Tabla 2, la clasificación de las rocas se realizó siguiendo lo propuesto por Streckeisen (1976). Se presenta una tabla (Tabla 3) con los resultados del conteo de puntos y posteriormente una descripción más detallada para cada sección delgada.

Estructura	Minerales (%)							Matriz (%)	Clasificación
	Pg	Ohb	Opx	Cpx	Fdk	Qz	Op		
D. Sancancio	61.8	8.3	5.7	1.5	1	0.5	-	21.2	Andesita con oxihornblenda
L. Lusitania	70.7	6.7	4.2	1.7	2.5	-	-	14.1	Andesita con oxihornblenda
D. Tesorito	45.9	0.2	7.8	3.2	3.0	-	2.1	37.8	Andesita con piroxenos
D. Amazonas	53.0	0.4	7.8	1.2	0.2	-	4.0	33.2	Andesita con piroxenos
D. Victoria	56.4	0.2	16.4	3.4	-	-	1.1	22.1	Andesita con piroxenos
D. La Negra	52.0	-	9.5	1.8	-	-	5.0	29.8	Andesita con piroxenos
D. El Plato	46.5	8.8	5.0	2.6	-	-	2.1	34.8	Andesita con oxihornblenda
D. La Laguna	51.8	8.4	5.7	-	0.8	-	2.1	31.2	Andesita con oxihornblenda

Tabla 3 Resultados de composición mineral por medio de conteo de puntos y clasificación.

8.1 Domo Sancancio

La roca analizada presenta una textura general porfirítica hipohialina, compuesta por fenocristales euhedrales y subhedrales de plagioclasa, oxihornblenda, piroxenos y en menor proporción feldespato potásico (sanidina) y cuarzo embebidos en una matriz vítrea que presenta microcristales de plagioclasa y feldespatos con texturas microlítica y traquítica. También se observa una textura cumuloáfica entre plagioclasa y piroxeno (Imagen 14).

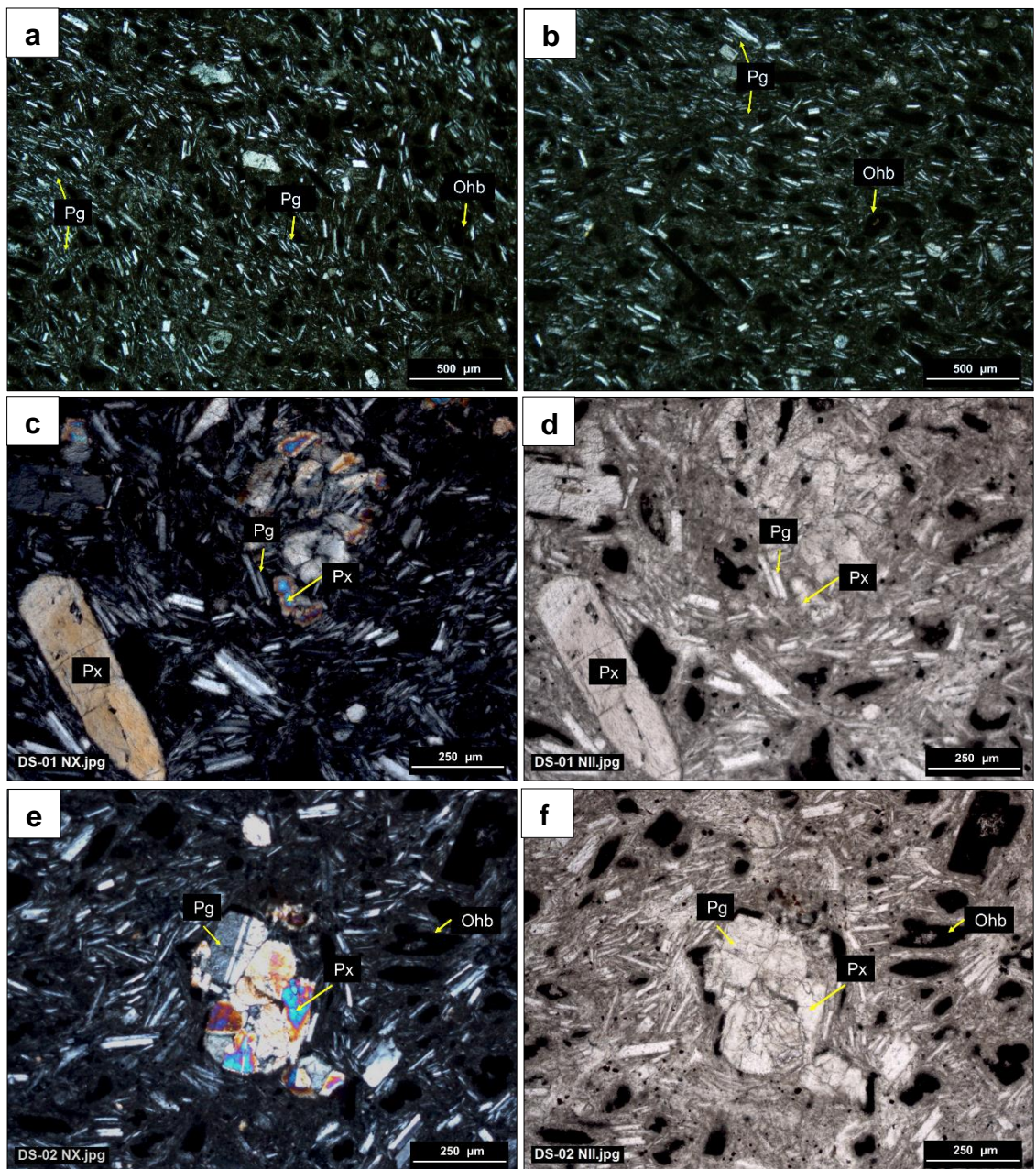


Imagen 14 Microfotografías sección delgada Domo Sancancio, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, Ohb: Oxhornblenda Observaciones: a) y b) Textura traquítica en microcristales de Pg, c) y d) Cristales de Pg y Px, e) y f) Textura cumuloform entre Pg y Px.

8.2 Lavas de Lusitania

La muestra perteneciente a las Lavas de Lusitania presenta una textura general porfírica hipohialina, está compuesta por cristales inequigranulares y mayormente panidiomórficos de plagioclasa, oxhornblenda, piroxenos y en menor proporción

feldespatos potásico (sanidina) embebidos en una matriz vítrea con alta presencia de microcristales de plagioclasa y feldespatos, exhibiendo texturas microlítica y traquítica. También se observa la presencia de textura glomeroporfirítica en cristales de piroxenos (Imagen 15).

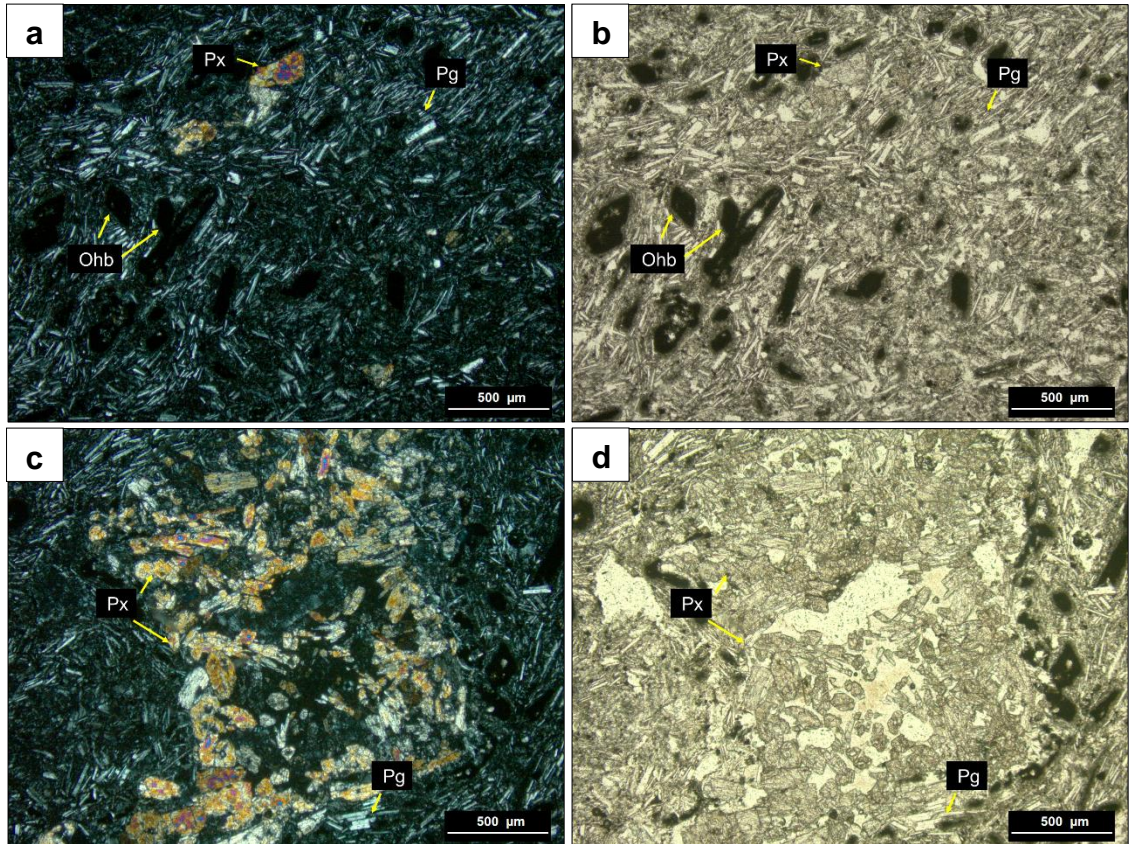


Imagen 15 Microfotografías sección delgada Lavas de Lusitania, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, Ohb: Oxihornblenda, a la derecha imagen en nícoles cruzados, a la derecha en nícoles paralelos. Observaciones: a) y b) Exhiben la orientación de fluidez preferencial de los microcristales, representando la textura traquítica de la muestra, c) y d) Muestran la textura glomeroporfirítica presentada en Px.

8.3 Domo Tesorito

La textura general observada en la muestra perteneciente al domo Tesorito está compuesta por fenocristales y microfenocristales hipidomórficos de plagioclasa y piroxeno como fases minerales mayores y oxihornblenda, feldespatos potásicos y minerales opacos como trazas en una matriz vítrea, esta roca presenta una textura

general porfirítica hipohialina y como texturas específicas se observan textura cumuloírica entre cristales de plagioclasa y piroxenos, esquelética, textura criptocristalina e inclusiones (Imagen 16).

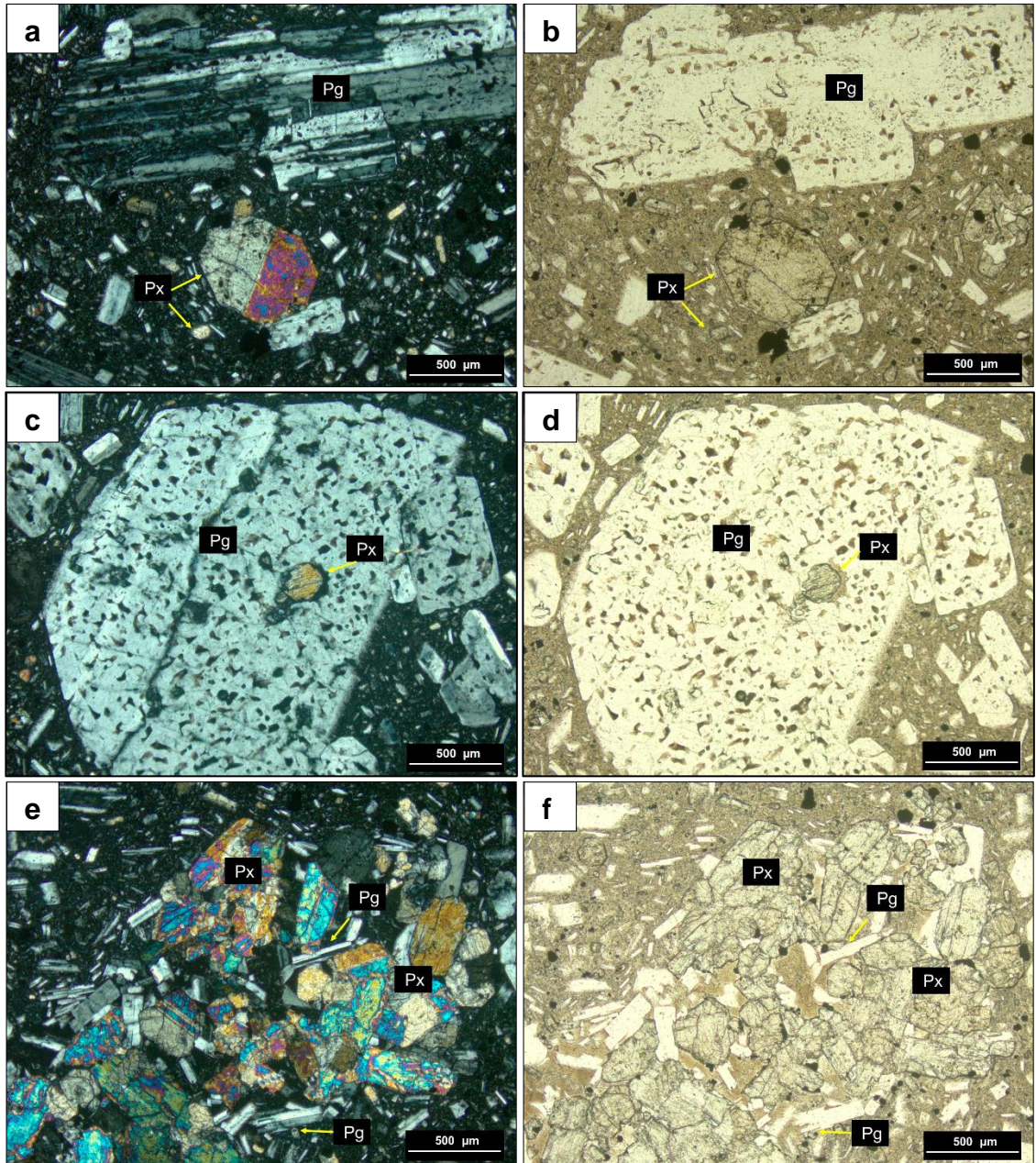
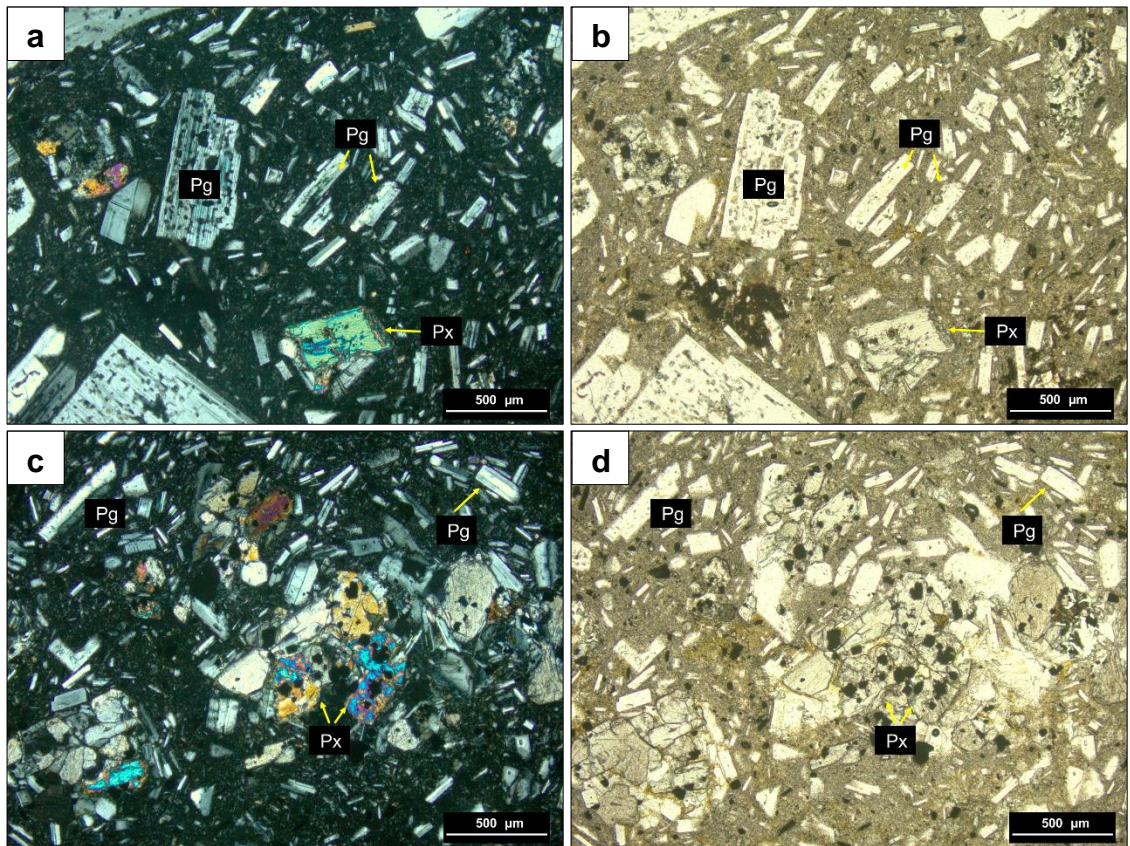


Imagen 16 Microfotografías sección delgada Domo Tesorito, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, a la derecha imagen en nícoles cruzados, a la izquierda en nícoles paralelos. Observaciones: En las imágenes se observan las fases minerales mayores de la muestra (Pg y Px), se exhiben también las texturas específicas en c) y d) Inclusión, en e) y f) textura cumuloírica entre Pg y Px.

8.4 Domo Amazonas

La muestra perteneciente al domo Amazonas presenta una textura general porfirítica hipohialina con fenocristales y microfenocristales hipidiomórficos de plagioclasa y piroxenos como fases minerales mayores; minerales opacos menores proporciones; oxihornblenda y feldespato potásico (sanidina) como trazas y biotita como mineral de alteración, todos estos embebidos en una matriz con textura vitrofídica y criptocristalina. También se observan texturas específicas como cumulofírica entre plagioclasa y piroxeno, esquelética y un proceso de biotitización de un grupo de piroxenos (Imagen 17).



Continúa

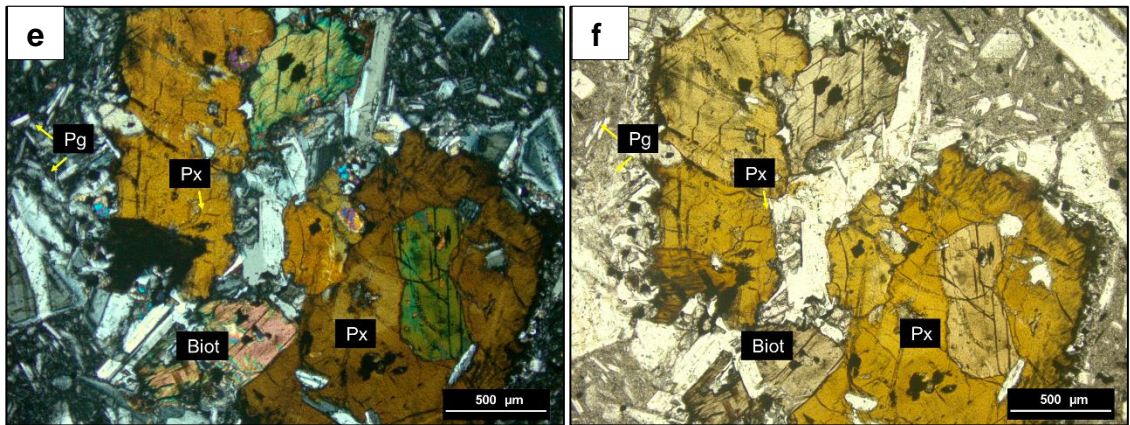
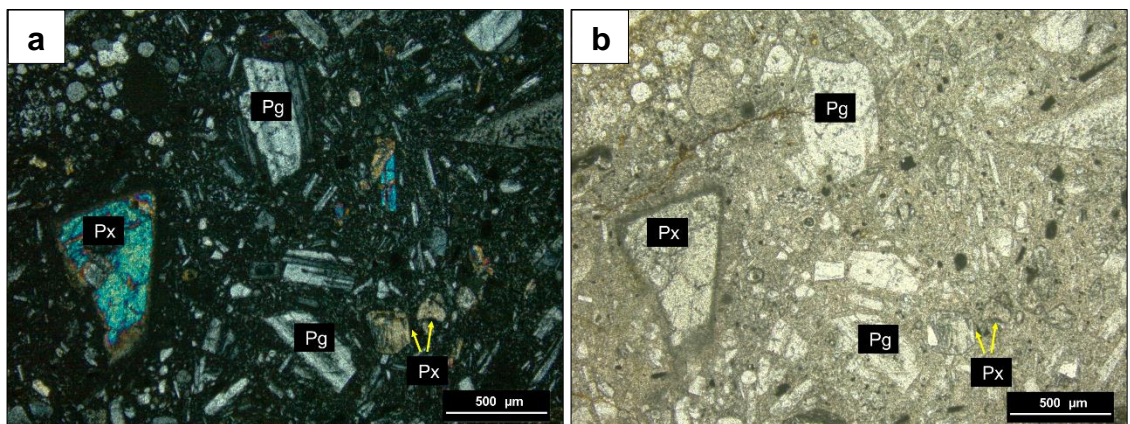


Imagen 17 Microfotografías sección delgada Domo Amazonas, Pg: Plagioclase, Px: Piroxenos, Biot: Biotita, a la derecha imagen en nícoles cruzados, a la derecha en nícoles paralelos. Observaciones: En las imágenes a) y b) se observa la composición principal de la muestra (Pg y Px) y textura esquelética en Pg, en c) y d) se observa una textura cumuloform entre Pg y Px y en e) y f) se muestra una microtextura de reemplazamiento (biotización).

8.5 Domo Victoria

La muestra del domo Victoria presenta una textura general porfirítica hipohialina compuesta por fenocristales y microfenocristales hipidiomórficos de plagioclase y piroxenos como minerales mayoritarios, y minerales opacos y biotita como trazas. La matriz está compuesta por vidrio y microcristales de plagioclase y feldespatos potásicos con textura microcristalina (Imagen 17).



Continúa

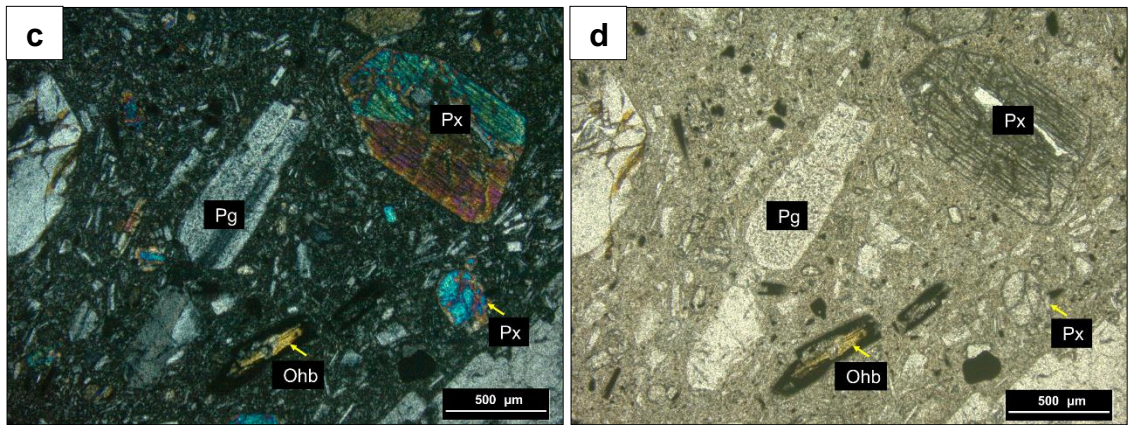
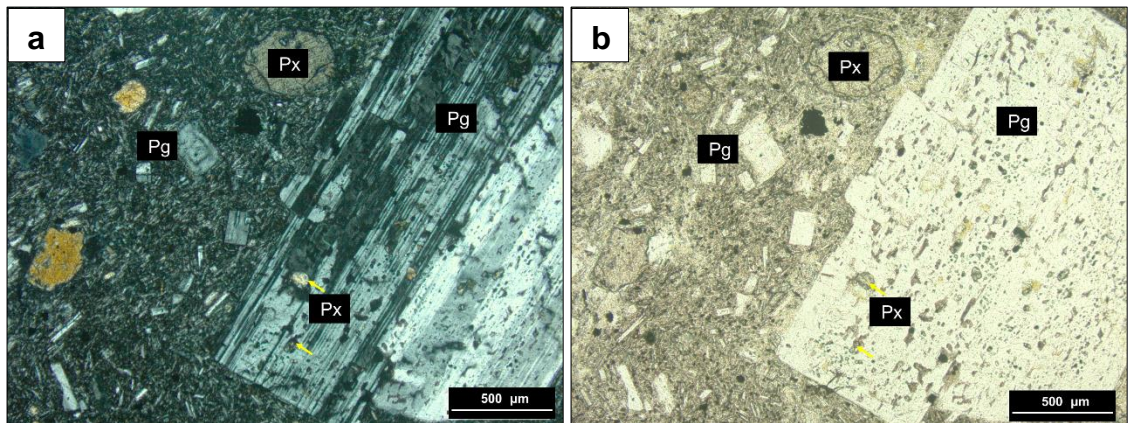


Imagen 18 Microfotografías sección delgada Domo Victoria, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, Ohb: Oxihornblenda, a la derecha imagen en nícoles cruzados, a la derecha en nícoles paralelos. Observaciones: En las imágenes se muestra la composición principal de la muestra (Pg y Px) y se observa los diferentes tamaños de grano.

8.6 Domo La Negra

La textura general observada en el domo La Negra es porfirítica hipohialina, compuesta por fenocristales euhedrales de plagioclasa, cristales euhedrales y subhedrales de piroxenos y minerales opacos y olivino como trazas, todos estos en una matriz vítrea con microcristales de feldespatos potásicos y plagioclasa presentando una textura traquítica y microcristalina, también se observa una textura específica subofítica (Imagen 19).



Continúa

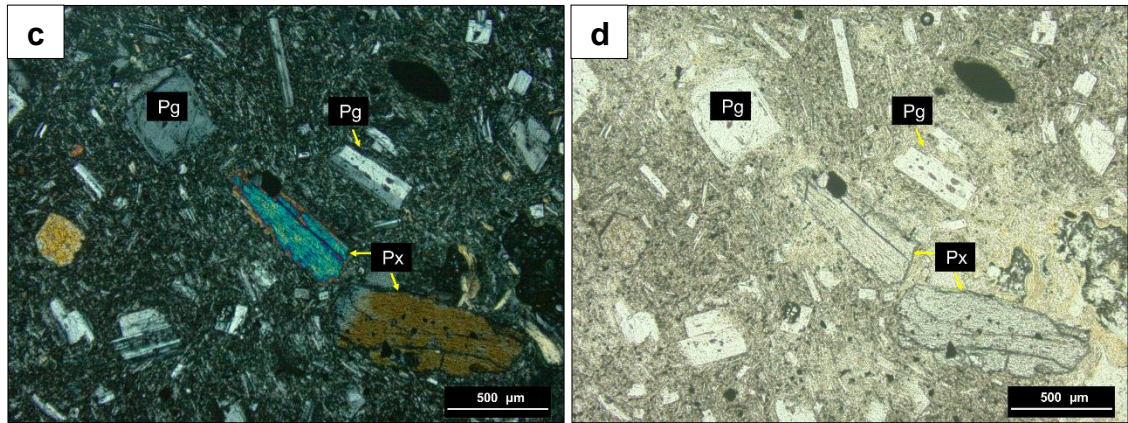
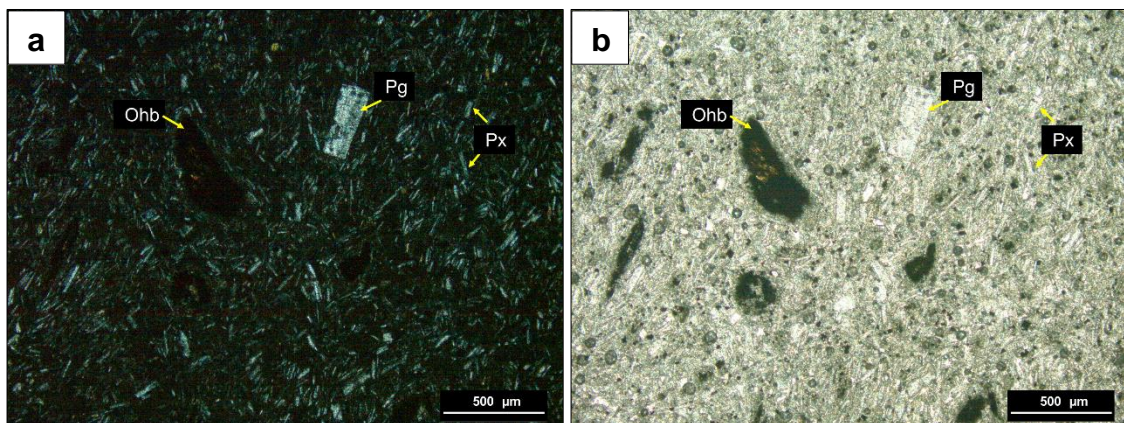


Imagen 19 Microfotografías sección delgada Domo La Negra, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, a la derecha imagen en nicoles cruzados, a la derecha en nicoles paralelos. Observaciones: En las imágenes se muestra la composición principal de la muestra (Pg y Px) y se observa los diferentes tamaños de grano, en a) y b) se muestra textura esquelética en Pg.

8.7 Domo El Plato

La roca analizada presenta una textura general porfirítica hipohialina, compuesta por fenocristales hipidiomórficos e inequigranulares de plagioclasa como mineral principal, oxihornblenda y piroxenos en menor proporción y minerales opacos como trazas, embebidos en una matriz vítrea que presenta texturas microlítica y criptocristalina, también se presenta la textura glomeroporfirítica en oxihornblendas (Imagen 20).



Continúa

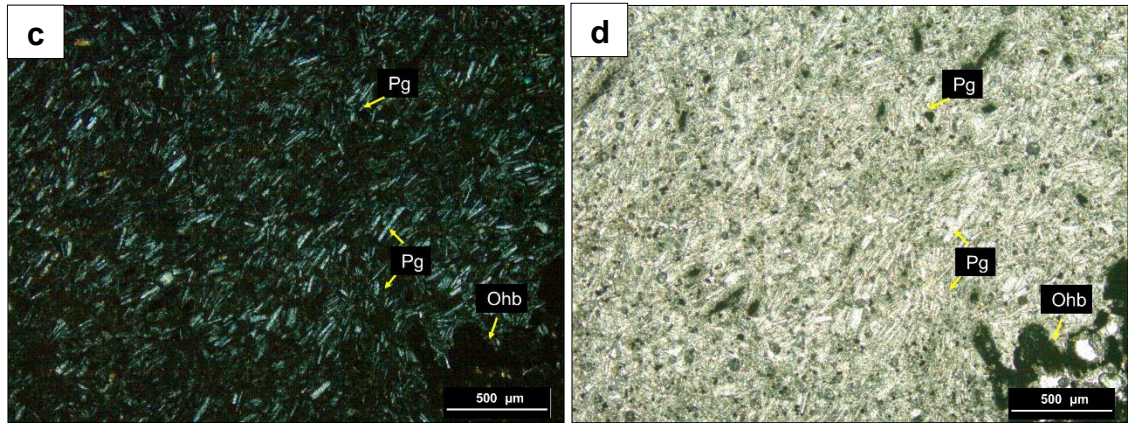
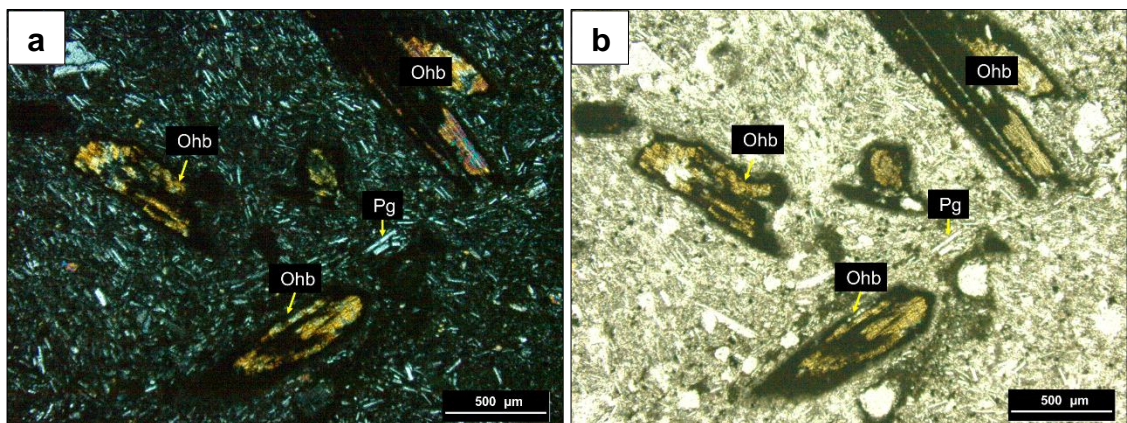


Imagen 20 Microfotografías sección delgada Domo El Plato, Pg: Plagioclase, Px: Piroxenos, Ohb: Oxihornblende, a la derecha imagen en nicoles cruzados, a la izquierda en nicoles paralelos. Observaciones: En las imágenes se muestra la composición principal de la muestra (Pg y Ohb) donde se observan los diferentes tamaños de grano y la textura traquítica.

8.8 Domo La Laguna

La textura general observada en el domo El Plato es porfirítica hipohialina, compuesta mayormente por fenocristales hipidiomórficos de plagioclase, cristales euhedrales de oxihornblende y piroxenos en menor proporción, y minerales opacos y feldespato potásico (ortosa) como trazas, todos estos en una matriz vítrea con microcristales de feldespatos potásicos y plagioclasas con textura traquítica y microcristalina (Imagen 21).



Continúa

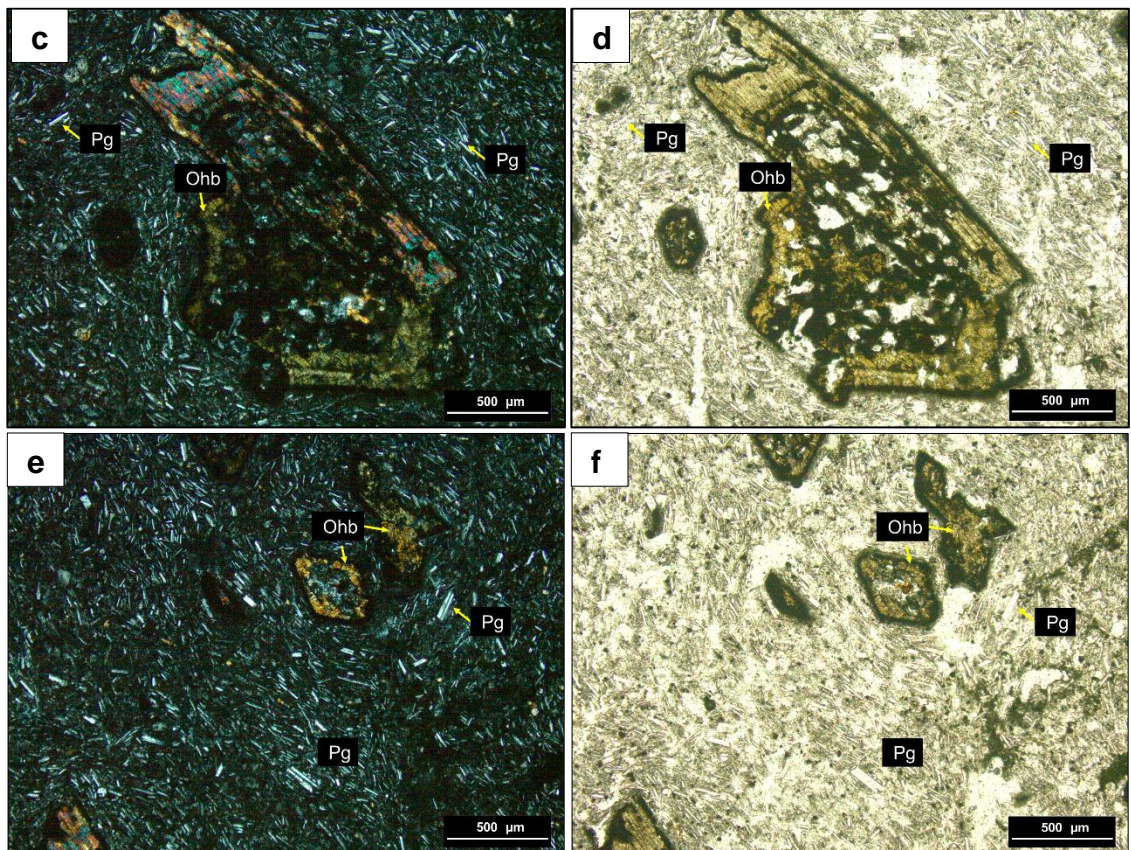


Imagen 21 Microfotografías sección delgada Domo La Laguna, Pg: Plagioclasa, Px: Piroxenos, Ohb: Oxihornblenda, Biot: Biotita, a la derecha imagen en nícoles cruzados, a la derecha en nícoles paralelos. Observaciones: En las imágenes a) y c) se observan cristales de Ohb, algunos de estos presentan un proceso de biotitización, en la imagen e) se aprecian los cristales de Pg con textura traquítica.

9. ANÁLISIS CUANTITATIVO TEXTURAL DE DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DE CRISTAL (CSD)

En el presente trabajo se realizó el análisis para plagioclasas de ocho estructuras pertenecientes al CVMVT, las cuales incluyen desde los domos más antiguos hasta los más recientes (Figura 13).

9.1 Procesamiento digital de imágenes

Para la construcción de las curvas, primero se llevó a cabo un procesamiento digital de imágenes en el programa *ImageJ*, en el cual se realizó:

- a) Ajustes de contraste, brillo y saturación a las imágenes originales con el fin de mejorar la calidad de visualización de los cristales de plagioclasea.
- b) Binarización de las imágenes, en la cual los cristales de interés (plagioclasas) fueron seleccionados mediante parámetros de color y resaltados en color negro para facilitar las mediciones.
- c) Corrección de los contornos de los cristales y aplicación de filtros para eliminar el ruido de la imagen y remover aquellos píxeles que no representaban cristales.
- d) Análisis de partículas, el cual se realizó asumiendo el límite de tamaño como el cristal más pequeño que se puede medir de forma consistente (0.008 mm) y no como el cristal más pequeño de la roca, y excluyendo del conteo aquellos cristales en los bordes. Las mediciones obtenidas fueron exportadas en un formato especial para ser procesadas en *CSDCorrections*.

Las imágenes procesadas obtenidas para cada sección se muestran a continuación, los cristales de plagioclasea se muestran en negro.

1. Domo Sancancio

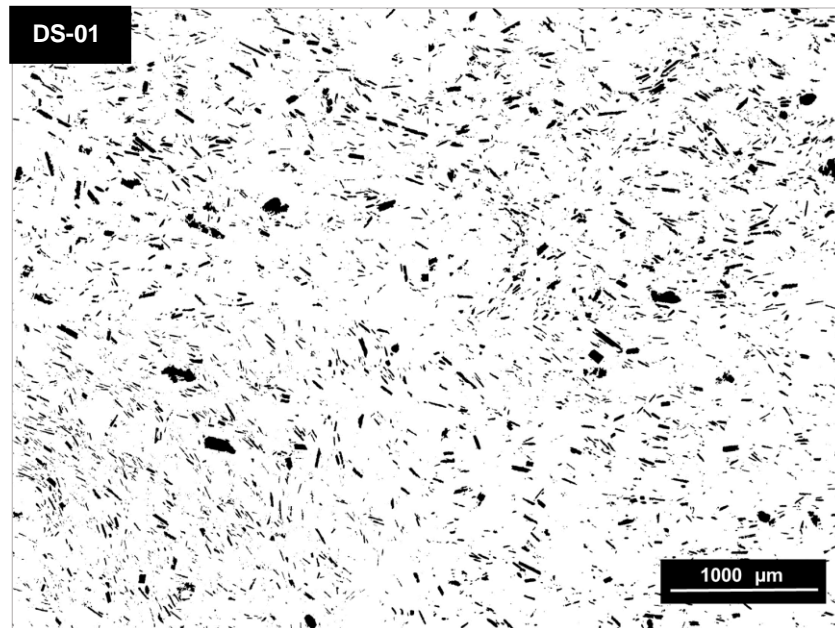


Imagen 22 Imagen binaria domo Sancancio.

2. Lavas de Lusitania

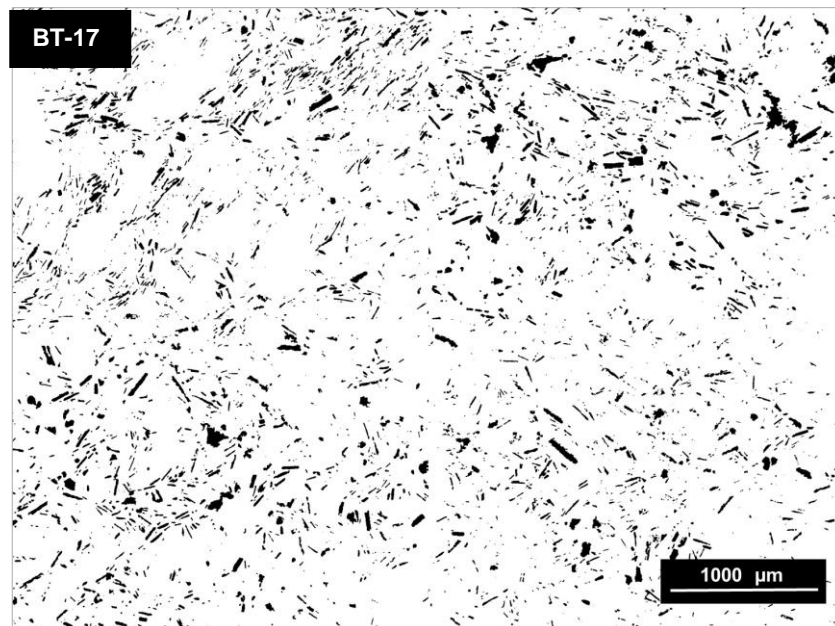


Imagen 23 Imagen binaria Lavas de Lusitania

3. Domo Tesorito

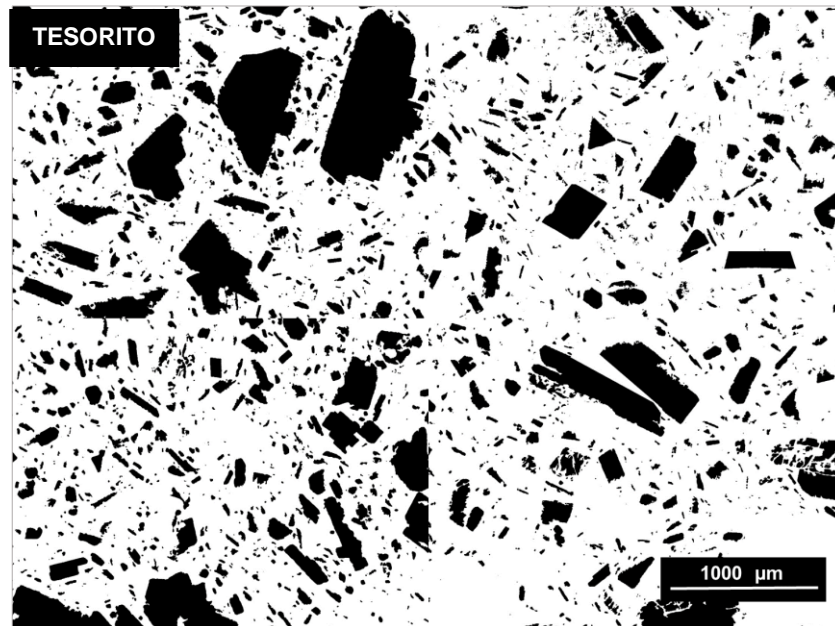


Imagen 24 Imagen binaria domo Tesorito

4. Domo Amazonas

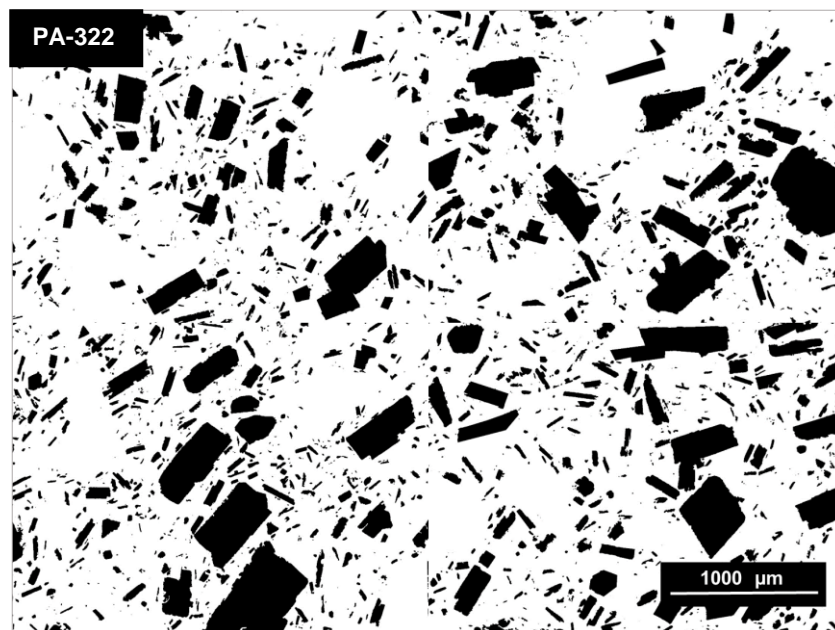


Imagen 25 Imagen binaria domo Amazonas

5. Domo Victoria

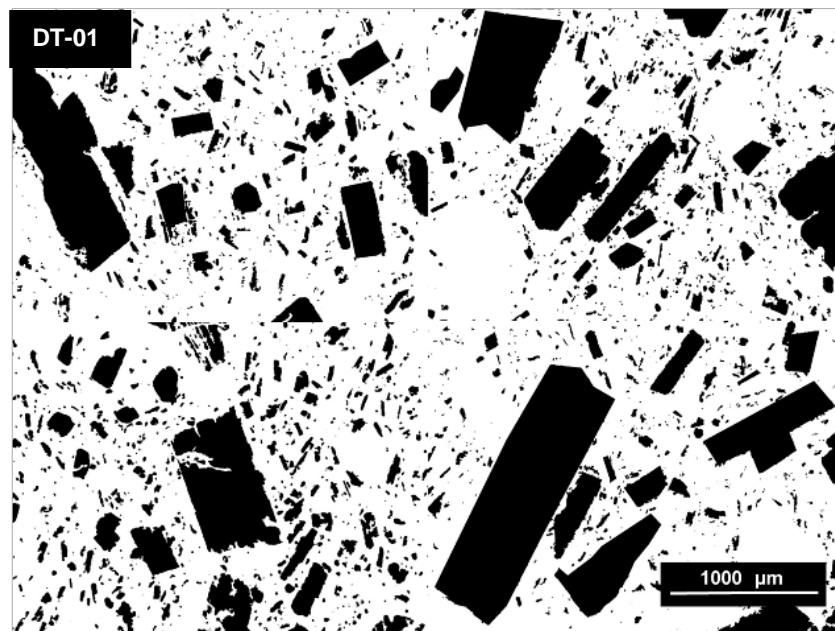


Imagen 26 Imagen binaria domo Victoria.

6. Domo La Negra AA-79

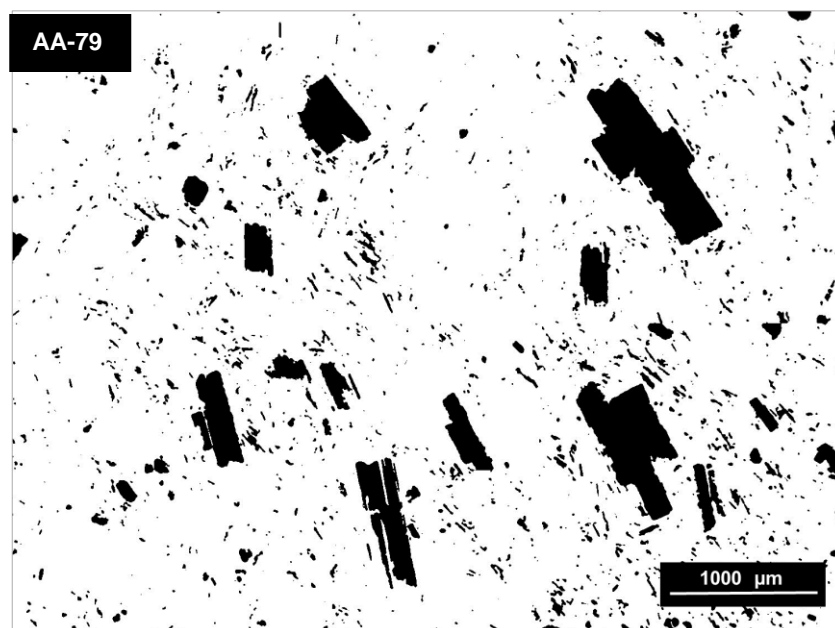


Imagen 27 Imagen binaria domo La Negra AA-79.

7. Domo La Negra BT-19

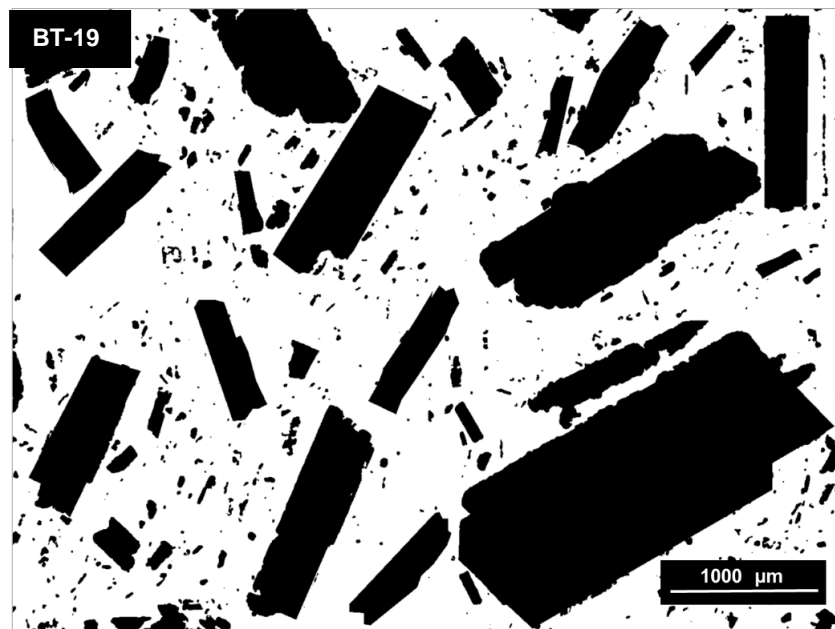


Imagen 28 Imagen binaria domo La Negra BT-19.

8. Domo El Plato

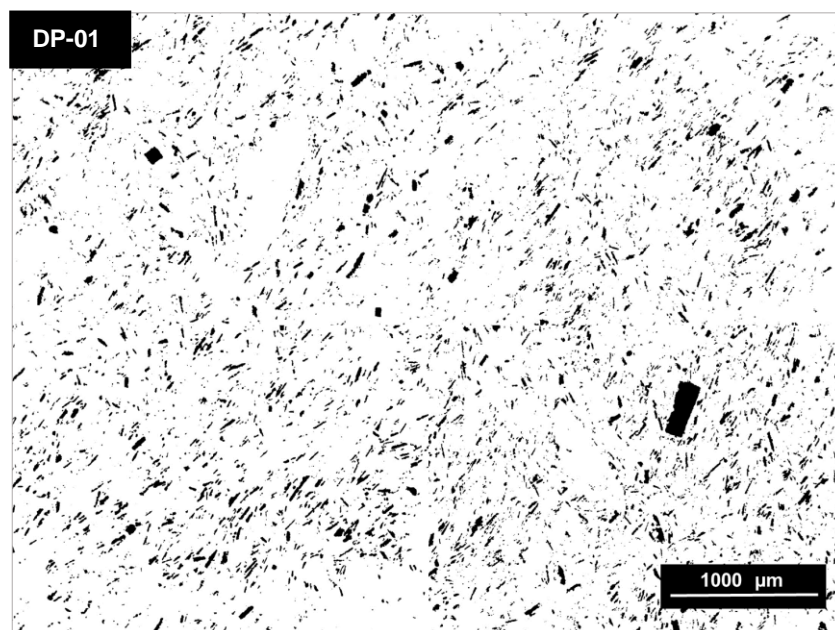


Imagen 29 Imagen binaria domo El Plato.

9. Domo La Laguna

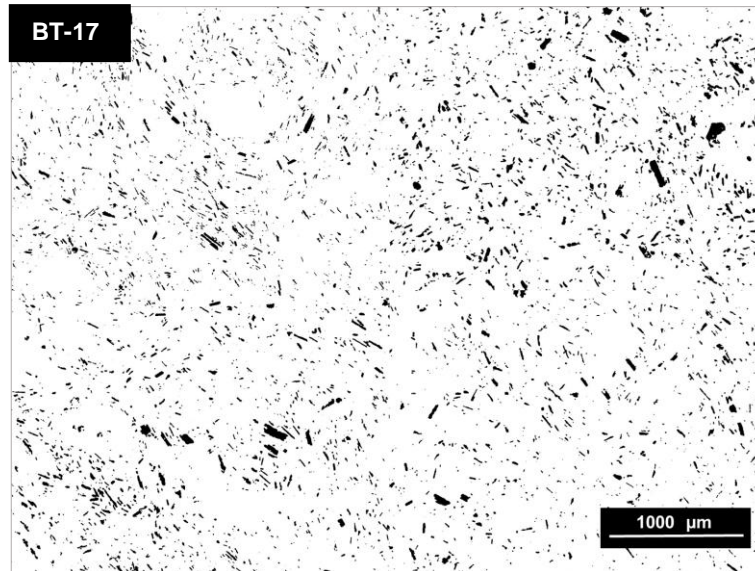


Imagen 30 Imagen binaria domo La Laguna

9.2 Curvas CSD

Para la realización de las curvas clásicas de CSD, se ingresaron los datos al programa *CSDCorrections* y se establecieron los parámetros de fábrica, forma y redondez para cada muestra (Tabla 4). Después de establecer dichos parámetros y realizar el tratamiento de la información, se obtuvieron las curvas típicas de CSD.

Estructura	Muestra	Cristales Contados (0.008 < L < 4 mm)	Medida	Fábrica	Forma (S:I:L)	Redondez
D. Sancancio	DS-01	4189	E.M.A.	Masiva	1:1.5:1.5	0.1
L. Lusitania	BT-13	3207	E.M.A.	Masiva	1:1.6:1.6	0.1
D. Tesorito	TESORITO	1981	E.M.A.	Masiva	1:1.5:1.5	0.1
D. Amazonas	PA-322	1697	E.M.A.	Masiva	1:2.8:2.8	0.1
D. Victoria	DT-01	2005	E.M.A.	Masiva	1:1.5:1.5	0.1
D. La Negra	BT-19	582	E.M.A.	Masiva	1:1.6:1.6	0.1
	AA-79	635	E.M.A.	Masiva	1:3.3:3.3	0.1
D. El Plato	DP-01	4316	E.M.A.	Masiva	1:1.6:1.6	0.1
D. La Laguna	BT-17	3399	E.M.A.	Masiva	1:1.6:1.6	0.1

Tabla 4 Parámetros empleados para el análisis de CSD en cada muestra. Observaciones: (S.I.L) Corresponde a Short: Inter: Long. Las siglas E.M.A, corresponden a Ellipsoid Major Axis.

Los cristales de plagioclasa y sus longitudes son presentados en la Tabla 5, para agrupar dichas longitudes se definieron intervalos de longitud logarítmica de manera que el valor de cada intervalo era $10^{0.2}$ veces el tamaño del límite del intervalo anterior. Al procesar los datos no hubo discontinuidades en las curvas de CSD, lo cual quiere decir que para todos los intervalos definidos hay presencia de cristales.

Muestra	Número de cristales en los intervalos de tamaño (mm)						
	2.51- 1.58	1.58- 1.00	1.00- 0.0063	0.0100- 0.6310	0.6310- 0.3980	0.3980- 0.2510	0.251- 0.158
DS-01	-	-	-	-	-	-	18
BT-13	-	-	-	-	-	2	21
TESORITO	-	-	-	3	6	20	46
PA-322	-	-	-	2	16	28	65
DT-01	-	2	3	6	6	10	42
BT-19	1	1	8	4	6	7	14
AA-79	-	-	1	3	4	4	16
DP-01	-	-	-	-	-	-	6
BT-17							3

Muestra	Número de cristales en los intervalos de tamaño (mm)						
	0.1580- 0.1000	0.1000- 0.0631	0.0631- 0.0398	0.0398- 0.0251	0.0251- 0.0158	0.0158- 0.0100	0.0100- 0.0063
DS-01	102	375	613	799	862	896	524
BT-13	119	335	503	688	708	674	157
TESORITO	139	195	305	358	395	333	179
PA-322	114	226	257	286	294	281	128
DT-01	94	160	250	357	463	414	198
BT-19	32	76	76	134	133	86	4
AA-79	39	112	209	248	60	-	-
DP-01	78	318	542	786	1094	1194	297
BT-17	51	193	478	765	934	975	277

Tabla 5 Cristales medidos por intervalo de tamaño, en la tabla inferior se muestran los intervalos desde 0.0063 hasta 0.1580, en la tabla superior se muestran los intervalos desde 0.158 hasta 2.51

Con base en los parámetros definidos y las mediciones de los cristales el programa *CSDCorrections* realiza los cálculos mostrados anteriormente (Ver 5.2.2), las gráficas de las curvas clásicas de CSD se muestran en las figuras 14, 15 y 16. Para algunas de las curvas se realizó el análisis de regresión en dos segmentos y así obtener un R^2 mayor a 0.84.

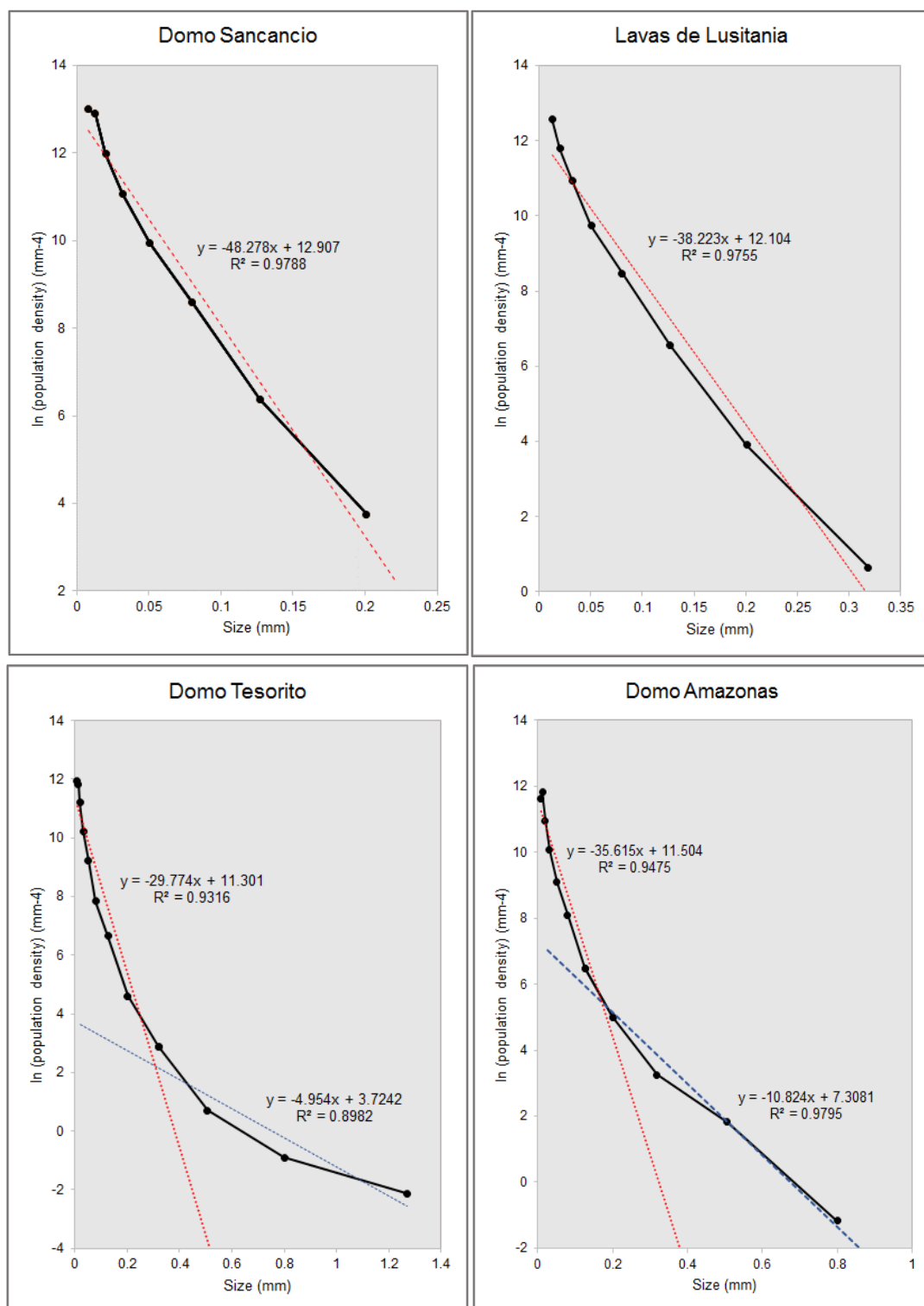


Figura 14 Curvas clásicas CSD de plagioclasas para muestras de las estructuras domo Sancancio, lavas de Lusitania, domo Tesorito y domo Amazonas.

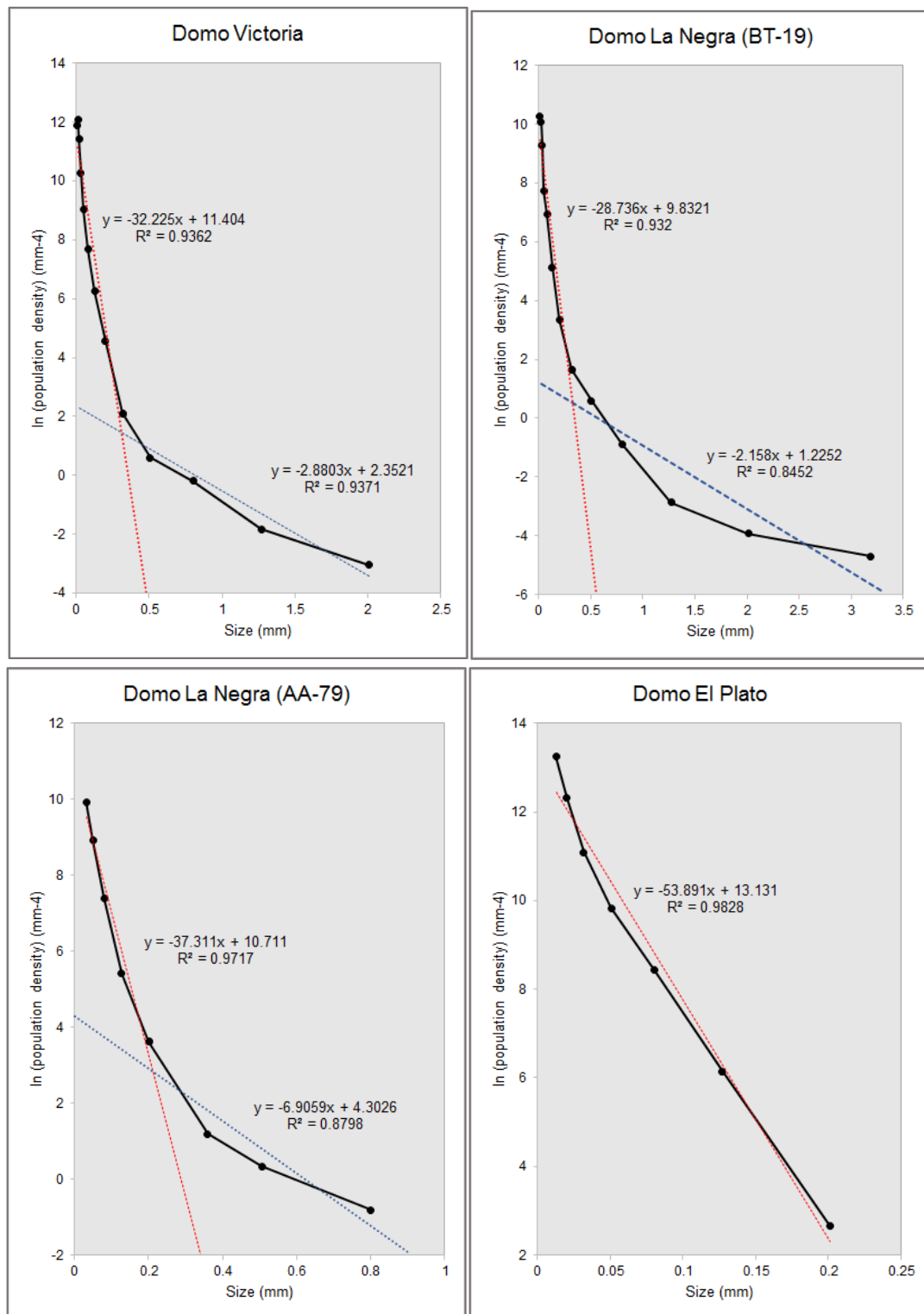


Figura 15 Curvas clásicas CSD de plagioclase para muestras de las estructuras domo Victoria, domo La Negra y domo El Plato.

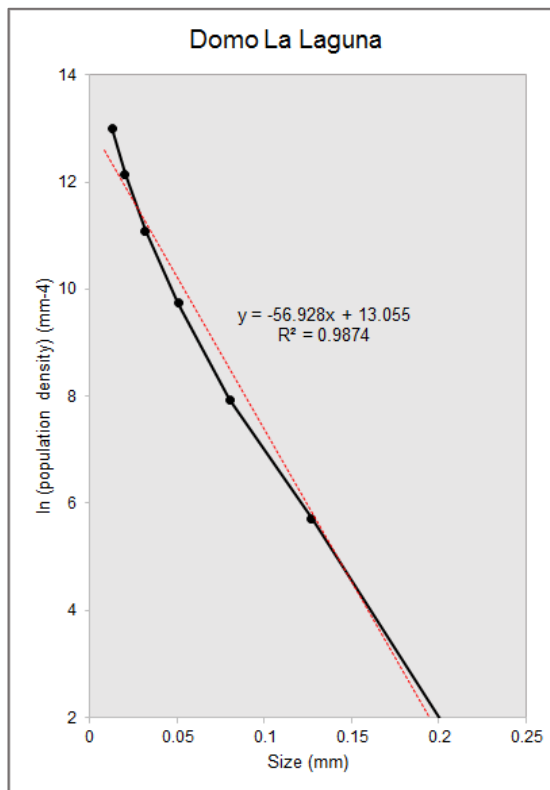


Figura 16 Curvas clásicas CSD de plagioclasas para muestras de la estructuras domo La Laguna.

10. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

10.1 Asociación petrográfica

La relación composicional de las estructuras estudiadas en este trabajo provee información complementaria sobre los magmas que dieron lugar a dichas estructuras. En base a los resultados del conteo de puntos, la fase mineral mayor presente para todas las muestras estudiadas corresponde a cristales plagioclasa, los cuales se encontraban en promedio con porcentajes de 55 a 60% en las rocas, los cristales presentan maclas de Carlsbad, Albita-Carlsbad, Periclina-Carlsbad (Imagen 31). La mayoría de cristales presentan hábito tabular y sus formas varían de subhedrales a euhedrales, aunque con predominio de estos últimos; en cuanto a los tamaños se registraron desde finos (0.008 mm) a medio (~3mm), aunque en algunas de las muestras los cristales están presentes en forma de microlitos como parte de la matriz de las rocas.

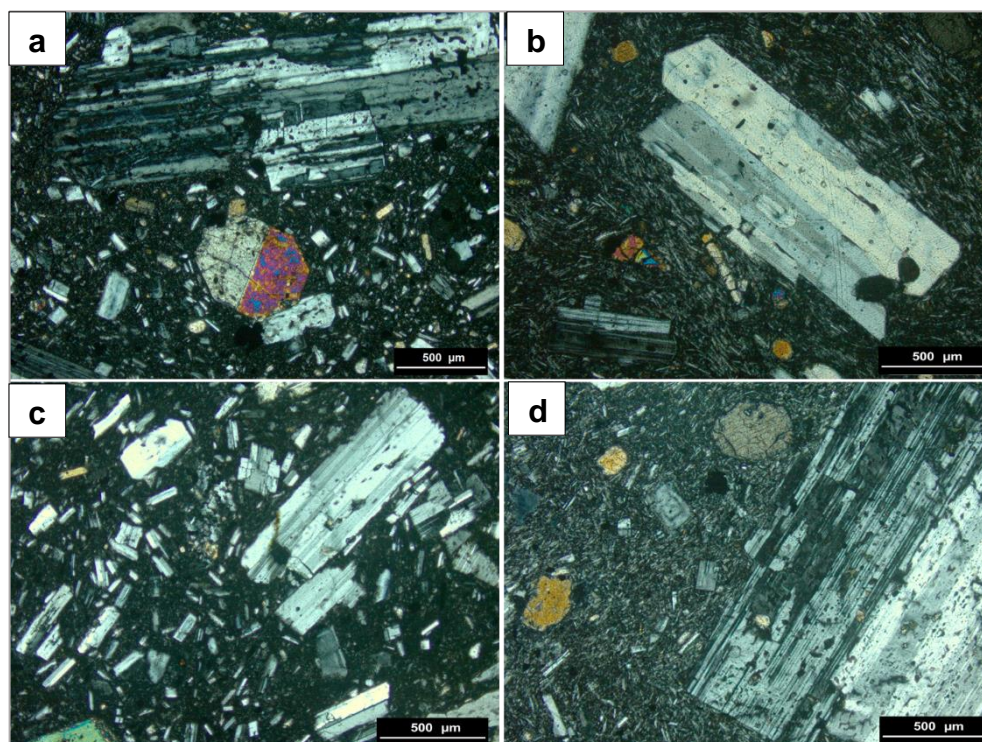


Imagen 31 Maclas presentes en cristales de Pg. a) Macla Albita-Carlsbad, b) Macla Carlsbad-Periclina, c) Macla Albita, d) Macla Carlsbad-Periclina

Debido a que en un campo volcánico se puede encontrar o no características composicionales en común, sin afectar la definición de campo volcánico (Murcia, 2015), se definieron dos agrupaciones a partir de la presencia de la segunda fase mineral predominante y las características texturales, dichos grupos corresponden a piroxenos y oxihornblenda (Tabla 6).

1. *Grupo Oxihornblenda*: Compuesta por los domos Sancancio, El Plato, La Laguna y Lavas de Lusitania.
2. *Grupo Piroxenos*: Compuesto por los domos Tesorito, Amazonas, Victoria y La Negra.

Estructura	Minerales (%)							Matriz (%)	Clasificación
	Pg	Ohb	Opx	Cpx	Fdk	Qz	Op		
D. Sancancio	61.8	8.3	5.7	1.5	1	0.5	-	21.2	Andesita con oxihornblenda
L. Lusitania	70.7	6.7	4.2	1.7	2.5	-	-	14.1	Andesita con oxihornblenda
D. Tesorito	45.9	0.2	7.8	3.2	3.0	-	2.1	37.8	Andesita con piroxenos
D. Amazonas	53.0	0.4	7.8	1.2	0.2	-	4.0	33.2	Andesita con piroxenos
D. Victoria	56.4	0.2	16.4	3.4	-	-	1.1	22.1	Andesita con piroxenos
D. La Negra	52.0	-	9.5	1.8	-	-	5.0	29.8	Andesita con piroxenos
D. El Plato	46.5	8.8	5.0	2.6	-	-	2.1	34.8	Andesita con oxihornblenda
D. La Laguna	51.8	8.4	5.7	-	0.8	-	2.1	31.2	Andesita con oxihornblenda

Tabla 6 Agrupación de muestras de acuerdo a la composición mineralógica presente en cada muestra. La clasificación se propone en dos grupos: Aquellas muestras que registran contenidos de oxihornblenda, se muestran en sombreado azul y aquellas en las que este mineral se registra en trazas, se muestran en sombreado amarillo.

Estos grupos se describen, junto con sus características texturales y mineralógicas.

1. *Grupo Oxihornblenda*

La fase mineral de mayor abundancia en las estructuras correspondientes a los domos Sancancio, El Plato, La Laguna y Lavas de Lusitania, correspondía a 8% de oxihornblenda, en fenocristales largos y cortos con hábito prismático, mayormente euédrales, con tamaños entre 0.3 mm a ~2 mm, en la mayoría de cristales se

observan bordes de reacción típicos de oxihornblendas y en algunas ocasiones microtexturas de reemplazamiento.

Las texturas observadas en las rocas de este grupo están compuestas predominantemente por microcristales de plagioclasa con comportamiento fluidal, dichos microcristales presentan tamaños y formas similares. Los cristales de oxihornblenda se observaron rodeados por los “flujos” de microcristales (Imagen 32).



Imagen 32 Microfotografía sección delgada domo Sancacio, en nícoles cruzados. Se observa la forma en que los cristales de Pg rodean a los cristales de Ohb, esta característica se puede observar en todas las estructuras correspondientes al grupo Oxihornblenda.

2. Grupo Piroxenos

La oxihornblenda en los domos Tesorito, Amazonas, Victoria y La Negra, es escasa a ausente, por lo tanto la segunda fase mineral más abundante después de la plagioclasa, corresponde a cristales de piroxenos (Ortopiroxenos y clinopiroxenos).

Las texturas generales de las rocas del “Grupo Piroxenos” exhiben fenocristales y en menor proporción microcristales de plagioclasa y piroxenos en diferentes formas y tamaños, desde tamaños de 0.008 mm hasta cristales de 3 mm. Los ortopiroxenos varían en porcentajes de 4.2% a 16.4% con cristales subhedrales a euhedrales y

tamaños desde 0.1 mm hasta 0.3 mm. Los clinopiroxenos se encontraron en proporciones de 1.2% a 3.4% en cristales subhedrales a euhedrales, con tamaños de 0.1 mm a 0.6 mm. En general los piroxenos se caracterizan por texturas glomeroporfíricas y cumuloáficas con cristales de plagioclasa y en algunas ocasiones maclas, en otras secciones también se observan ocasionales microcristales incluidos en la matriz.

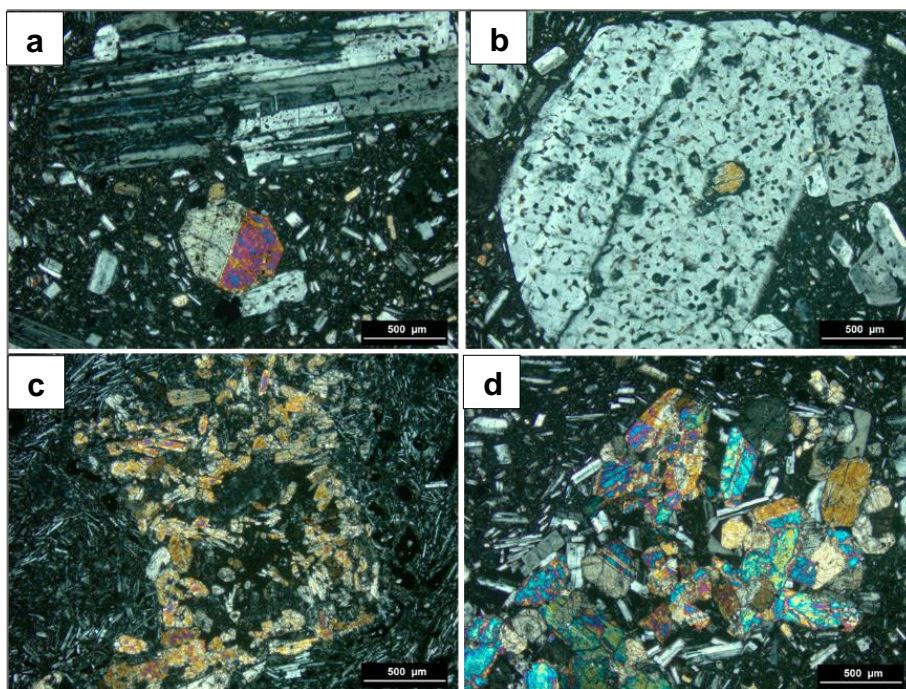


Imagen 33 Microtexturas observadas en piroxenos. a) Textura lamelar, sección domo Tesorito b) Textura subofítica, sección domo Tesorito c) Textura glomeroporfírica, sección Lavas de Lusitania d) Textura cumuloáfica, sección domo Tesorito.

Las implicaciones petrográficas en el ascenso del magma, pueden observarse en algunas características texturales como zonación en plagioclasas, textura esquelética, bordes de reacción e inclusiones de cristales, las cuales son indicadores, según algunos autores, de desequilibrio en la cámara magmática (Ayala , 2009). Este desequilibrio se puede deber ya sea a la mezcla de diferentes tipos de magmas, presión de agua variable, circulación de cristales dentro de un reservorio de magma y/o diferentes composiciones de material asimilado (Calvache , 1997)

10.2 Asociación de CSD's

La formación de cristales dentro de una cámara magmática depende principalmente de dos factores, como son: la tasa de nucleación y la tasa de crecimiento; estos a su vez dependen de otros pequeños aspectos, que hacen más complejo este proceso. La secuencia o historia de cristalización es una herramienta útil para determinar como su nombre lo indica, el orden de formación de las diferentes fases mineralógicas presentes en una unidad volcánica y así junto con otros análisis caracterizar un sistema volcánico particular (Ayala , 2009).

En casi todos los estudios de CSD, las interpretaciones que tratan con las condiciones de enfriamiento del magma se han hecho a partir de curvas clásicas de CSD (Pourkhorsandi, et al., 2015). Las formas de las curvas CSD rectas describen un proceso simple de enfriamiento de magma, mientras que las curvas CSD no rectas (cóncavas) indican ocurrencia de variaciones físico-químicas (a través de la solidificación de magma, por ejemplo, Cashman & Marsh 1988, Higgins 1996, 2000).

Las curvas cóncavas hacia arriba de CSD son consideradas como evidencia de las poblaciones de tamaño de cristal híbrido, formadas debido a la mezcla de magma, la diferenciación de cristal y engrosamiento de cristal (solo o en combinación) dentro de la cámara magma y/o durante el ascenso del magma (Pourkhorsandi, et al., 2015).

Los datos necesarios para realizar los cálculos son obtenidos a partir de las curvas CSD, a estas curvas se les aplica regresión lineal para obtener parámetros como pendiente (m) e intersección con el eje ($Ln(n)$). Las regresiones se realizaron teniendo en cuenta que el R^2 no fuera inferior a 0. 84 para ninguna línea de tendencia.

Con base en el procesamiento de las imágenes, el análisis de partículas y las curvas típicas de CSD obtenidas para las muestras de las 8 estructuras del CVMVT, se encontraron dos tendencias fuertemente definidas.

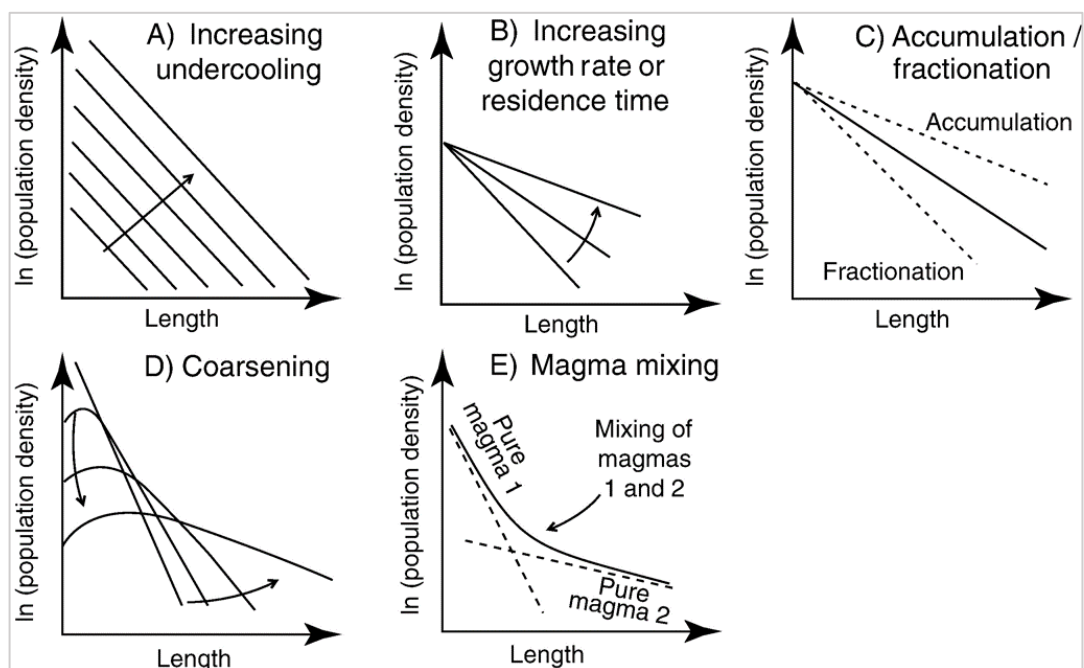


Figura 17 Ejemplos de procesos que pueden afectar la forma del CSD (Higgins y Roberge, 2007). A) Aumento de la saturación, B) Aumento del tiempo de residencia o tasa de crecimiento, C) Acumulación y fraccionamiento de cristales, D) Engrosamiento textual, E) Mezcla de magmas.

Las dos tendencias se evidencian en los tamaños de grano, la disposición de estos en la matriz y la forma presentada por las curvas CSD. En la gráfica (Figura 18) se observan las curvas CSD para las muestras analizadas en este estudio, nótese la distribución lineal del grupo denominado “Tendencia A” y la distribución cóncava hacia arriba del grupo denominado “Tendencia B”.

1. Tendencia A: Lineal

La tendencia lineal es característica de los domos Sancancio, Lavas de Lusitania, El Plato y La Laguna; Las dos primeras estructuras corresponden a domos más antiguos (Sancancio, $1,2 \pm 0,08$ Ma) según las dataciones en Botero y Osorio (2017), y los domos El Plato y La Laguna, a los más recientes ($<0,15$ Ma y Lavas de Lusitania, 38.000 ± 16 años).

Estas estructuras exhiben grandes cantidades de microcristales (Imagen 34), por lo tanto se evidencian pendientes fuertes en las curvas clásicas de CSD, las cuales tienen un comportamiento lineal con tamaños desde 0.008 mm hasta 0.25 mm. Debido a que el eje “ $\ln(n)$ ” es equivalente a la tasa de nucleación y el eje “Size” es equivalente al crecimiento, un comportamiento lineal evidencia que los procesos de nucleación fueron predominantes en la formación de las rocas.

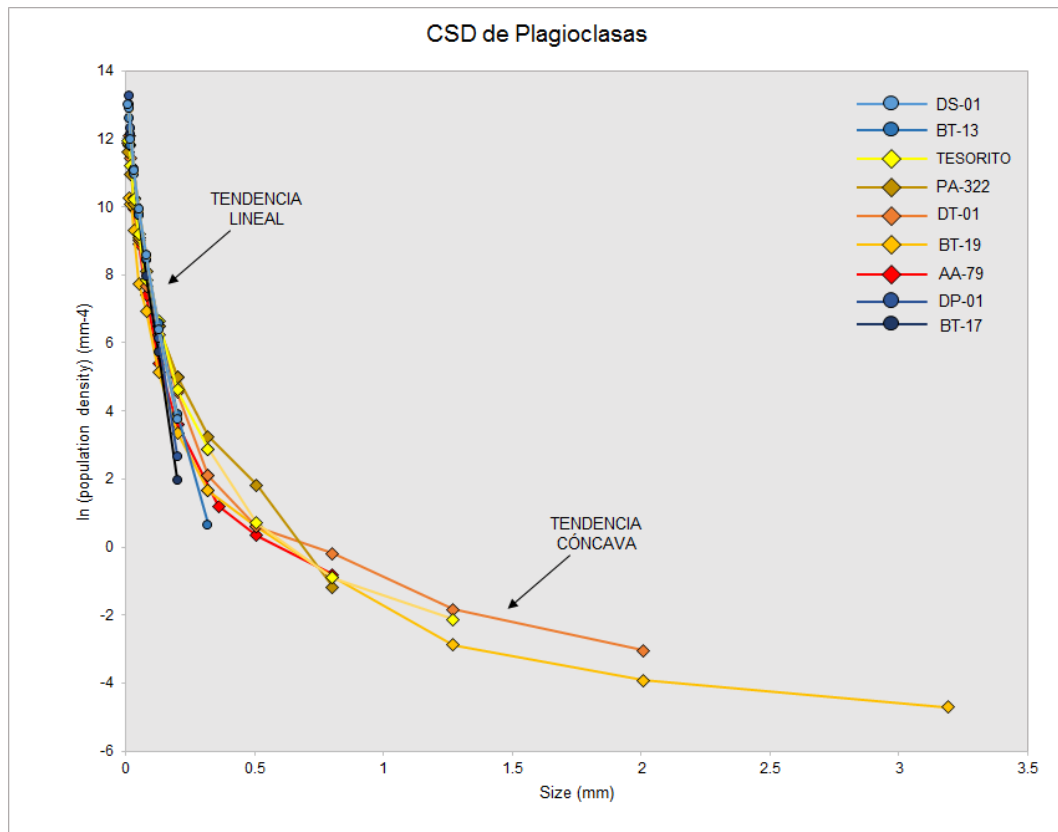


Figura 18 CSD de Plagioclasas de muestras del CVMVT, se observan las dos tendencias presentes. En tonos azules se muestra la Tendencia A: Lineal, en tonalidades rojo-amarillo se muestra la Tendencia B: Cóncava hacia arriba.

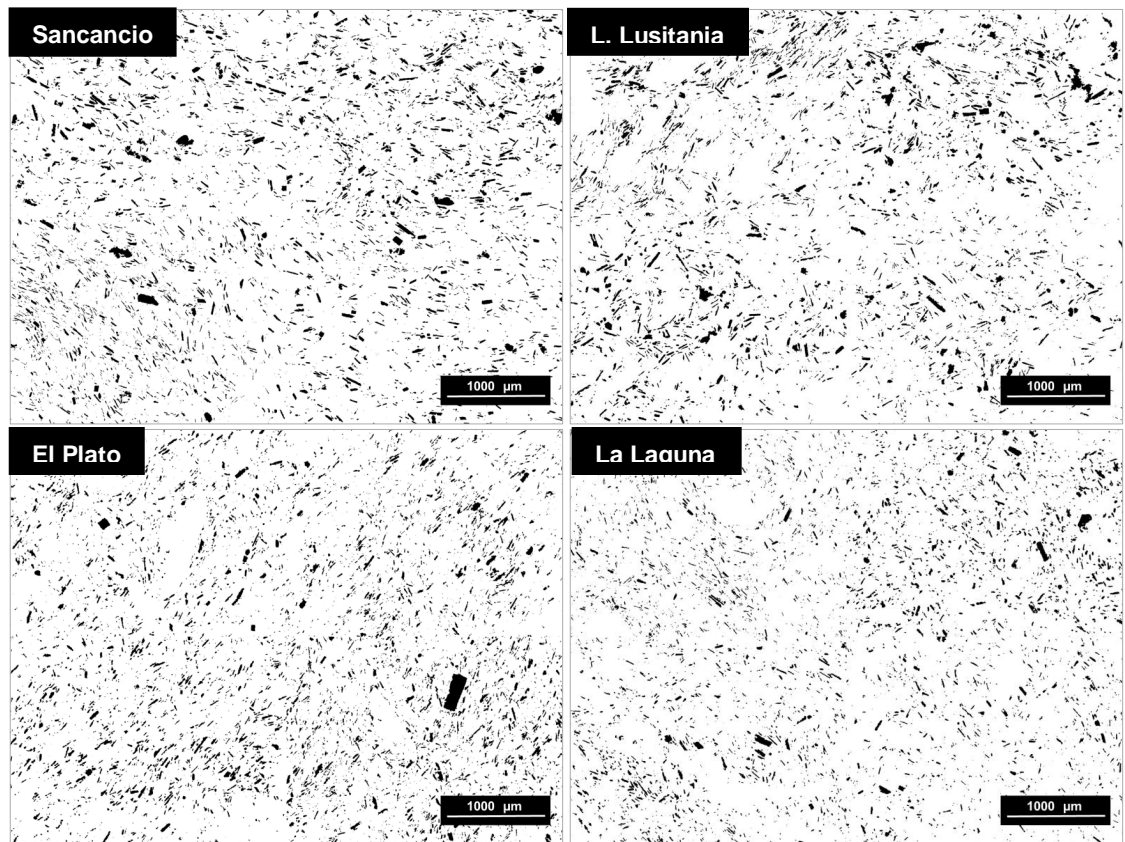


Imagen 34 Imágenes binarias de las estructuras pertenecientes a la tendencia A.

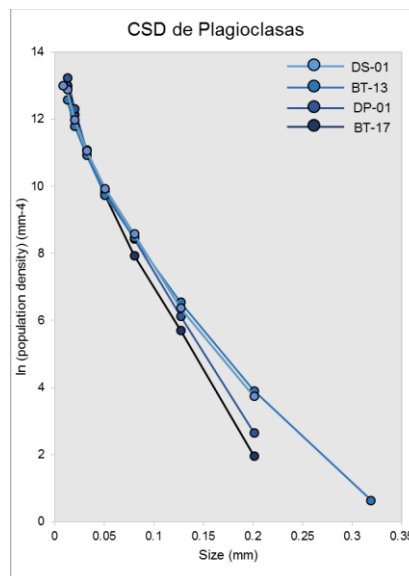


Figura 19 Gráficas de CSD para las muestras pertenecientes a la Tendencia A: Lineal

En la Tabla 7 se muestran los valores encontrados para las estructuras correspondientes a la Tendencia A, dado que el comportamiento de los gráficos CSD para estas muestras es lineal, sólo fue necesario aplicar una regresión para el gráfico, ya que, cómo se verá más adelante los gráficos de CSD con curvaturas más pronunciadas deben ser tratados en tramos y así obtener regresiones lineales con error de línea de tendencia $R^2 < 0.86$.

Estructura	Muestra	Área (mm ²)	m ₁	Ln(n)
D. Sancancio	DS-01	23.28	-48.27	12.907
L. Lusitania	BT-13	23.28	-38.22	12.104
D. El Plato	DP-01	23.28	-53.89	13.131
D. La Laguna	BT-17	23.28	-56.92	13.055

Tabla 7 Valores de pendiente e intercepto Ln(n) para los estructuras de la Tendencia A.

Según lo propuesto por Marsh (1988) el tiempo de residencia promedio de los cristales se calcula usando la ecuación: $\tau = (-1 / Gm)$ y la longitud característica L_d es igual a $L_d = G\tau$, así que $L_d = -1/m$, luego si se establecen los valores de la tasa de crecimiento (G) es posible calcular los tiempos de residencia (τ), por lo tanto elegir la tasa de crecimiento correcta es importante para el cálculo del tiempo de residencia.

A partir de análisis experimentales y de muestras de diferentes estudios Cashman (1993) consideró una tasa de crecimiento de 10^{-9} mm/s y 10^{-10} mm/s para tiempos de enfriamiento entre 3 y 300 años respectivamente. Para este trabajo se asume la tasa de crecimiento bajo la suposición de que las estructuras que componen el CVMVT son volcanes monogenéticos, cuya formación fue producto de eyecciones de magma rápidas con enfriamientos cercanos al límite de los 3 años, por lo tanto $G = 10^{-9}$ mm/s.

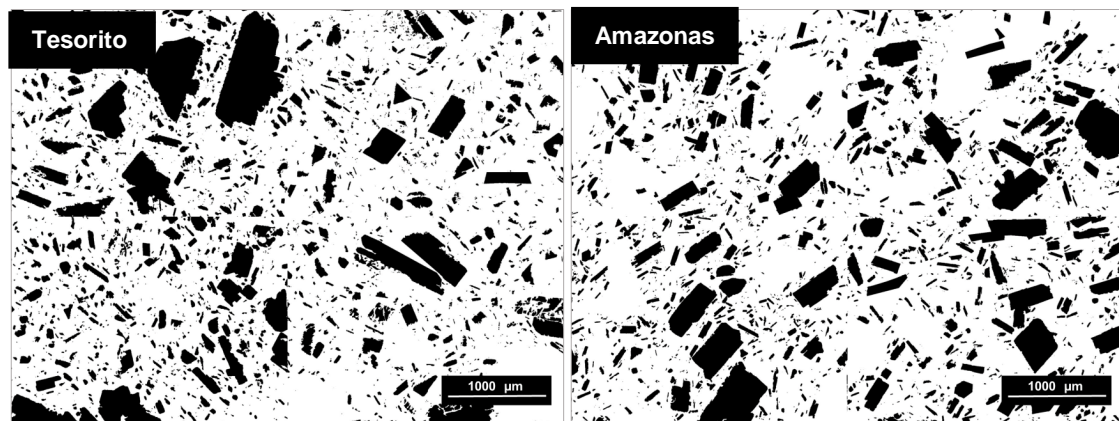
Estructura	Muestra	Ln(n)	m ₁	L _D (mm)	τ (años)
D. Sancancio	DS-01	12.907	-48.27	0.0207	0.66
L. Lusitania	BT-13	12.104	-38.22	0.0261	0.83
D. El Plato	DP-01	13.131	-53.89	0.0185	0.59
D. La Laguna	BT-17	13.055	-56.92	0.0175	0.55

Tabla 8 Parámetros de tamaño y tiempo de residencia de las poblaciones de plagioclasa de las muestras de la Tendencia A.

2. Tendencia B: Cóncava hacia arriba

La tendencia lineal se presenta en muestras de las estructuras: domo Tesorito, domo Amazonas, domo Victoria y domo La Negra, estas estructuras corresponden, según las dataciones presentadas en Botero y Osorio (2017), a un grupo intermedio, así, el intervalo de tiempo para la formación de estas estructuras es entre 1,8 y $0,045 \pm 0,010$ Ma.

Estas estructuras exhiben microcristales y fenocristales (Imagen 35), por lo tanto se evidencia la presencia de dos tramos en las curvas CSD, uno donde hay pendientes fuertes y con un comportamiento cóncavo hacia arriba (Figura 20), con tamaños desde 0.008 mm hasta ~3 mm. Debido a al comportamiento de tramos lineal y cóncavo hacia arriba de las gráficas, se evidencia dos poblaciones de tamaño de cristal, el primero perteneciente a los cristales con tamaños entre 0.008 mm hasta ~0.4 mm y el segundo de cristales con tamaños entre 0.4 y ~3mm



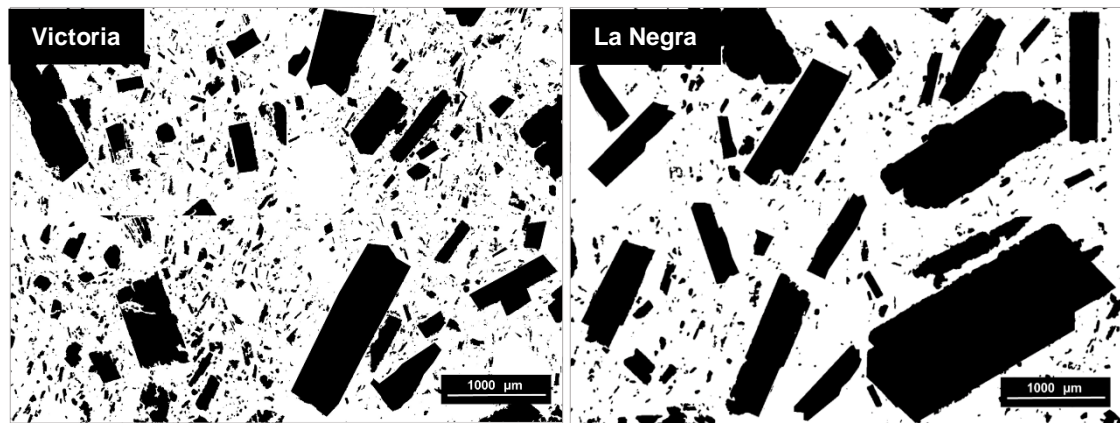


Imagen 35 Imágenes binarias de las estructuras correspondientes a la tendencia B.

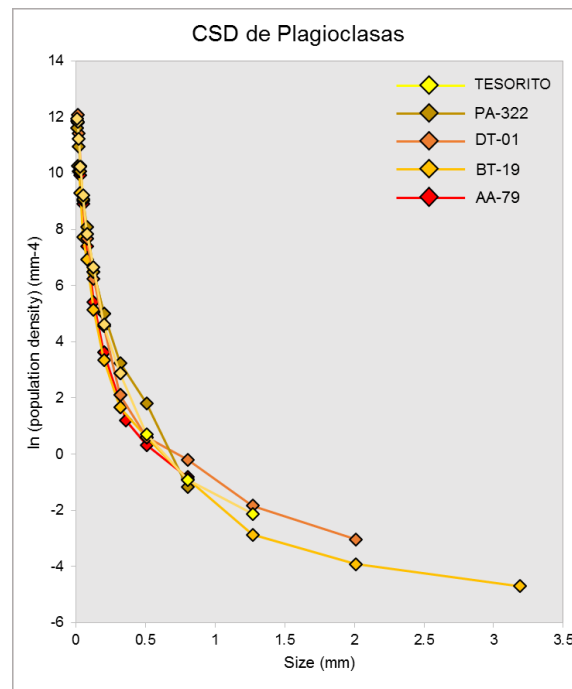


Figura 20 Gráficas de CSD para las estructuras pertenecientes a la tendencia B: Cóncava hacia arriba, se evidencia un tramo lineal con pendiente pronunciada hasta el tamaño ~ 0.4 mm y posterior un tramo curvo.

En la Tabla 9 se muestran los valores encontrados para las estructuras correspondientes a la Tendencia B, dado que el comportamiento de los gráficos CSD para estas muestras presenta dos tramos, uno lineal y uno cóncavo hacia arriba, fue necesario aplicar dos regresiones para las gráficas, ya que se admite

obtener regresiones lineales con error de línea de tendencia $R^2 < 0.86$ y así asegurar que el cálculo de la pendiente sea más exacto.

Estructura	Muestra	Área (mm ²)	Ln(n)	m ₁	Ln(n)	m ₂
D. Tesorito	TESORITO	23.28	11.301	-29.774	3.724	-4.954
D. Amazonas	PA-322	23.28	11.504	-35.615	7.308	-10.824
D. Victoria	DT-01	23.28	11.404	-32.225	2.352	-2.880
D. La Negra	BT-19	23.28	9.832	-28.736	1.225	-2.158
D. La Negra	AA-79	23.28	10.711	-37.311	4.3026	-6.905

Tabla 9 Valores de pendiente e intercepto Ln(n) para los estructuras de la Tendencia B

Dadas las dos poblaciones de tamaños de cristal se plantea realizar dos cálculos de tiempos de residencia, ya que según Higgins (2007) la tendencia cóncava hacia arriba de las gráficas representaría un proceso de mezcla de magmas. Para el cálculo de los tiempos de residencia se empleó las mismas ecuaciones y el valor de tasa de crecimiento que en la tendencia A.

Tramo Lineal	Muestra	Ln(n)	m ₁	L _D (mm)	τ (años)
	D. Tesorito	11.301	-29.774	0.0335	1.06
	D. Amazonas	11.504	-35.615	0.0281	0.9
	D. Victoria	11.404	-32.225	0.0310	1
	D. La Negra	9.832	-28.736	0.0348	1.1
	D. La Negra	10.711	-37.311	0.0269	0.85
Tramo Cónico	Muestra	Ln(n)	m ₂	L _D (mm)	τ (años)
	D. Tesorito	3.724	-4.954	0.2018	6.4
	D. Amazonas	7.308	-10.824	0.0923	3
	D. Victoria	2.352	-2.880	0.3472	11
	D. La Negra	1.225	-2.158	0.4633	14.6
	D. La Negra	4.3026	-6.905	0.1448	4.6

Tabla 10 Parámetros de tamaño y tiempo de residencia de las poblaciones de plagioclasa de las muestras de la Tendencia B para los tramos lineal y cóncavo de las gráficas.

10.3 Discusión

La relación existente entre los análisis petrográficos y las curvas CSD de las estructuras pertenecientes al CVMVT conllevó a una clasificación de acuerdo a parámetros texturales cualitativos y cuantitativos y una posterior interpretación de los resultados con el fin de plantear y explicar los procesos magmáticos que originaron los domos.

La caracterización petrográfica de las muestras exhibió que, de manera general, las rocas de estas estructuras corresponden a andesitas, las cuales exhiben altos contenidos de plagioclasa con dos tendencias petrográficas, las cuales se utilizaron para denominar dos grupos de características texturales y composicionales; *el grupo oxihornblenda*, en donde las oxihornblenda es el mineral dominante de la segunda fase mineral mayor con una textura compuesta mayormente por microcristales y textura traquítica; *el grupo piroxenos*, en el cual los piroxenos se consideran como la segunda fase mineral mayor que texturalmente varían de micro a fenocristales, con texturas vitrofídica y en algunas muestras textura traquítica.

La petrografía, evidenció texturas y zonaciones importantes en las plagioclasas correspondientes al *grupo piroxenos*, con inclusiones y zonaciones que indicarían cambios en las condiciones de cristalización o composición del líquido debido a mezcla de magmas. En las oxihornblendas se pudo observar bordes opacíticos, según (Rutherford, et al., 1993) en base a análisis experimentales, la formación de dichos bordes indicaría el almacenamiento del magma en condiciones subsuperficiales, a menos de 6.5 km de profundidad, en una cámara magmática donde las condiciones ambientales están fuera del campo de estabilidad de los anfíboles.

En el análisis de CSD, las gráficas muestran patrones similares en dos tendencias. La “Tendencia A: Lineal” exhibe una pendiente alta y pronunciada, mientras que la “Tendencia B: Cóncava” exhibe dos tramos de pendientes, una con pendiente fuerte y una poco pronunciada.

Las clasificaciones realizadas por medio del análisis petrográfico y el análisis de CSD, dieron como resultado la definición de dos grupos (Tabla 11), dichos grupos comparten características composicionales y texturales de la siguiente manera:

- Grupo N-1: Son las estructuras clasificadas en el *grupo oxihornblenda*, que a su vez concuerdan con la “Tendencia A: Lineal” definida a partir de curvas CSD.
- Grupo M-2: Son las estructuras clasificadas en el *grupo piroxenos*, las cuales concuerdan con la “Tendencia B: Cóncava” definida a partir de curvas CSD.

GRUPO N-1	GRUPO M-2
Domo Sancancio	Domo Tesorito
Lavas de Lusitania	Domo Amazonas
Domo El Plato	Domo Victoria
Domo La Laguna	Domo La Negra

Tabla 11 Clasificación de estructuras a partir de análisis petrográfico y textural.

Las estructuras del grupo N-1 (Figura 21), presentan pendientes más pronunciadas y con tendencia recta, esto indica que existe una alta población de microlitos y microfenocristales, lo cual pudo ser corroborado con el análisis cualitativo textural. La tendencia de este grupo, muestra que en el proceso de formación de la roca, la nucleación fue el proceso dominante, posiblemente siendo el resultado de un enfriamiento rápido. En cuanto los tiempos de residencia hallados para estas estructuras se encontró que fue de ~0.65 años (~8 meses). En las estructuras del grupo M-2 (Figura 21) se identifican dos tramos, uno con pendiente pronunciada en el cual se evidencia una población de microfenocristales, y otro cóncavo con una pendiente menos pronunciada y que corresponde a una población de fenocristales, estas características concuerdan con lo observado en el análisis cualitativo textural. La tendencia de este grupo, muestra que los magmas que dieron origen a estas rocas, estuvieron condicionados por procesos de mezcla y/o variaciones en las

condiciones ambientales que ocasionan diferentes grados de enfriamiento y calentamiento (Higgins y Roberge, 2003). En cuanto los tiempos de residencia hallados para estas estructuras se encontró variaciones desde 3 años a ~14 años.

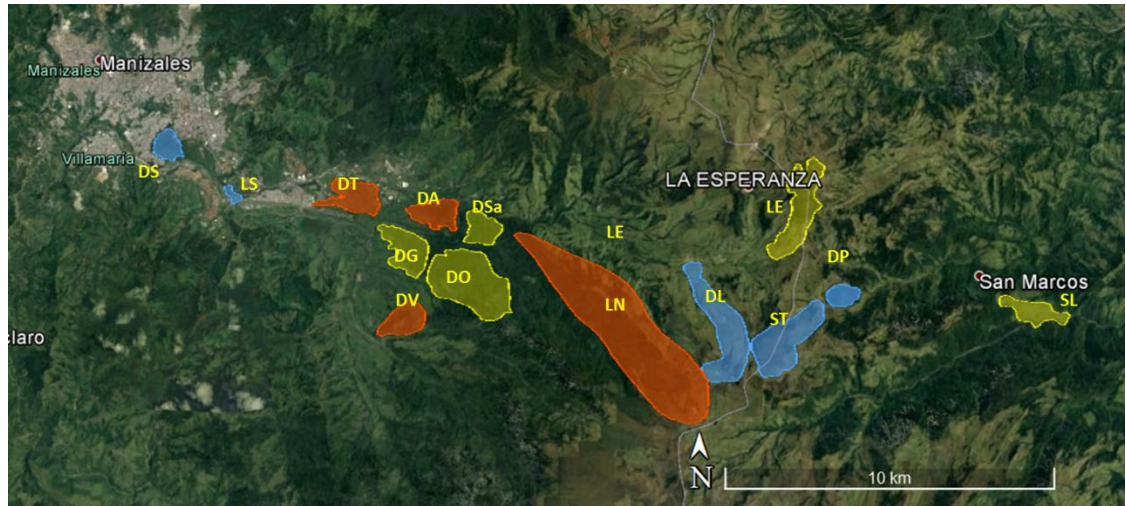


Figura 21 Clasificación de las estructuras analizadas en los grupos N-1 (Delimitado en azul) y M-1 (Delimitado en Naranja), el domo Santana se muestra en tono azul debido a la recopilación de información del estudio de (Rayo-Rocha, et al., 2011). En amarillo las estructuras que no fueron analizadas en este estudio. DS: Domo Sancancio, LS: Lavas de Lusitania, DT: Domo Tesorito, DG: Domo Gallinazo, DV: Domo Victoria, DA: Domo Amazonas, DO: Domo La Oliva, DSa: Domo Sabinas, LN: Domo La Negra, LE: Lava fisural La Esperanza, DL: Domo La Laguna, ST: Flujo de lava Santana, DP: Domo Plato y SL: Domo San Luis Fuente imagen: Google Earth

Muchas de estas estructuras han sido estudiadas y descritas en trabajos anteriores como productos relacionados directamente a las etapas evolutivas del Complejo Volcánico Nevado del Ruíz. Botero y Osorio (2017) realizaron un estudio de estas estructuras tratándolas por primera vez como campo volcánico, sugiriendo que existe relación con el reservorio magmático que alimenta al CVNR y una evolución magmática sino igual, al menos similar para los magmas que alimentan tanto el Campo como el Complejo.

Rayo-Rocha y Zuluaga en 2011, realizaron un análisis a plagioclasas de 8 muestras de flujos de lava del Volcán Nevado del Ruiz de diferentes estados evolutivos del Volcán: Ancestral, Antiguo y Reciente (en el sentido de Thouret et al., 1990), dichos resultados se presentan aquí para realizar una comparación textural (Figura 22) y petrográfica (Tabla 12) con productos del CVNR.

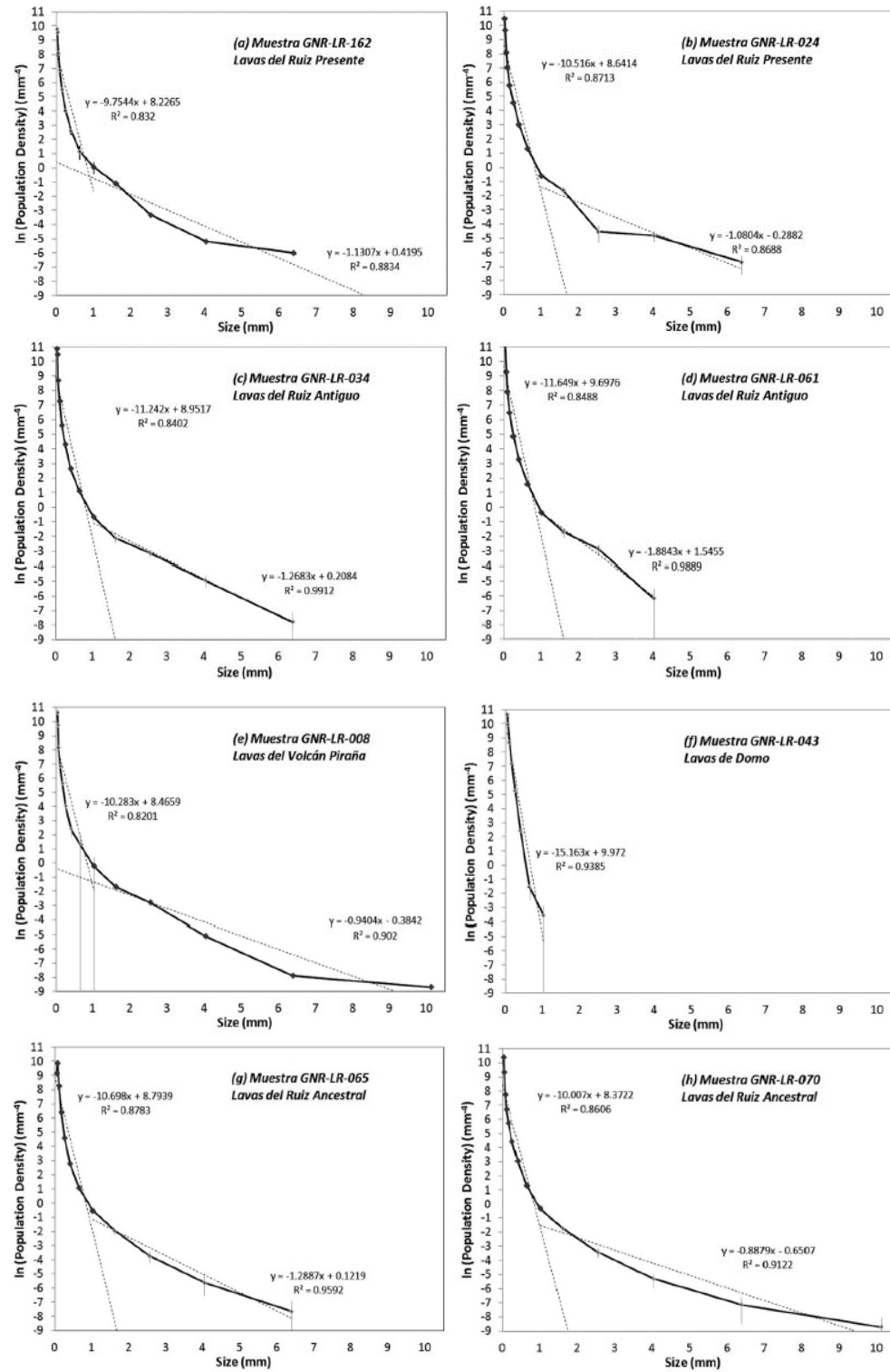


Figura 22 Curvas CSD para muestras analizadas del CVNR Tomado de: (Rayo-Rocha, et al., 2011).

MUESTRA	UNIDAD	MINERALES (%)							MATRIZ (%)	CLASIFICACIÓN
		Pl	Opx	Cpx	O-Hbl	Bt	Ol	Op		
GNR-LR-162	Lavas Ruiz Presente	60	5	14	6	N.D.	N.D.	2	13	Andesita con Augita
GNR-LR-024	Lavas Ruiz Presente	39	12	13	N.D.	N.D.	N.D.	1	34.6	Andesita de dos piroxenos
GNR-LR-008	Lavas de Piraña	44	12	10	N.D.	N.D.	N.D.	3	31.3	Andesita de dos piroxenos
GNR-LR-034	Lavas Ruiz Antiguo	39	5	17	2	3	4	1	29	Andesita con Augita
GNR-LR-061	Lavas Ruiz Antiguo	46	8	15	10	N.D.	N.D.	3	18	Andesita con augita y oxihornblenda
GNR-LR-043	Lavas de Domo	48	20	N.D.	17	N.D.	N.D.	15	N.D.	Andesita con hiperstena y oxihornblenda
GNR-LR-065	Lavas de Ruiz Ancestral	61	N.D.	5	2	N.D.	1	8	23	Andesita con augita
GNR-LR-070	Lavas de Ruiz Ancestral	53	5	17	1	1	N.D.	8	15.5	Andesita con augita

Tabla 12 Caracterización petrográfica de muestras del CVNR, Tomado de: (Rayo-Rocha, et al., 2011).

Se observa que aunque las curvas de CSD son similares a las encontradas en el CVMVT en cuanto a forma, estas se diferencian por los tamaños; en el CVNR los tamaños varían entre ~0 mm a ~10 mm (Excepto las “lavas de domo”, que corresponden al domo Santana), mientras que en el CVMVT hay una variación de tamaños de 0.008 mm a ~3 mm. En cuanto a la caracterización petrográfica, la composición mineralógica es similar a algunos domos del CVMVT, resaltando la presencia mayoritaria de piroxenos. Debido a la diferencia de tamaños, se plantea que las cámaras magmáticas someras que dan origen al CVMVT se generan a partir de la misma cámara que alimenta el CVNR, pero hay diversos procesos magmáticos responsables de las variaciones composicionales y texturales de las estructuras a través del tiempo y el espacio.

Para las estructuras correspondientes al grupo N-1 se plantea que estos magmas migraron desde la cámara principal (~12-15 km) hasta una cámara magmática somera (~2-3 km) y durante su trayectoria de ascenso no sufrieron procesos de contaminación, en el momento de llegar a superficie los procesos de enfriamiento fueron acelerados, por lo tanto dominados por la nucleación. Estos procesos se

evidencian texturalmente por medio de los bordes opacíticos de los anfíboles ya que estos se forman en cámaras someras que presentan tiempos de residencia cortos (En este caso ~8 meses), y cuantitativamente por las fuertes pendientes de la curva CSD. Puntualmente, para los domos Sancancio y Lavas de Lusitania, se propone que se formaron a partir de dos ascensos de magma diferentes, debido a que el domo Sancancio es la estructura más antigua, mientras que Lavas de Lusitania hace parte de las más recientes, para el caso de los domos El Plato y La Laguna se sugiere un mismo ascenso de magma, el cual generó estas estructuras en intervalos de tiempo y áreas cercanas. El domo Santana no se analizó en este estudio, pero según (Rayo-Rocha, et al., 2011) esta estructura presenta el mismo comportamiento petrográfico con oxihornblenda y textural que los domos pertenecientes a este grupo, c en base a esto se abarca el domo Santana en este análisis.

En el intermedio de las estructuras del N-1 se encuentran las estructuras pertenecientes al M-2, para las cuales se sugiere dos etapas desarrolladas en una cámara magmática de profundidad intermedia (4-5 km) en la cual hubo procesos de mezcla de magmas. La primera etapa corresponde a la cristalización lenta y dominada por el crecimiento de cristales en la cámara intermedia con tiempos de residencia promedio de 8 años y con cambios de condiciones cristalización y sobresaturación, muestra de ello son las texturas y zonaciones encontradas en los fenocristales de plagioclasa de dichas estructuras. Posteriormente en la segunda etapa, se presentaron inyecciones de cuerpos magmáticos que tuvieron un tiempo de residencia promedio de 7 meses en la cámara intermedia, estas inyecciones de magma generaron el desequilibrio de esta cámara que produjo la eyección de magma hacia superficie, formando los domos en periodos de tiempo y áreas muy cercanas.

Se propone un modelo de múltiples conductos asociados a tres cámaras magmáticas, dos a profundidades someras (Asociado a las estructuras del grupo N-1) y una de profundidad intermedia (Asociada a las estructuras del grupo M-1) (Figura 23). Para esta última los conductos se generan después de condiciones de

inestabilidad de cámara inducidas por inyecciones de magma, cuando el conducto llega a superficie, y por ende forma el domo, dicho conducto se “sella” y no permite el ascenso de nuevo material magmático, conduciendo a la cámara a la generación de nuevos conductos y consecuentemente nuevas expresiones en superficie.

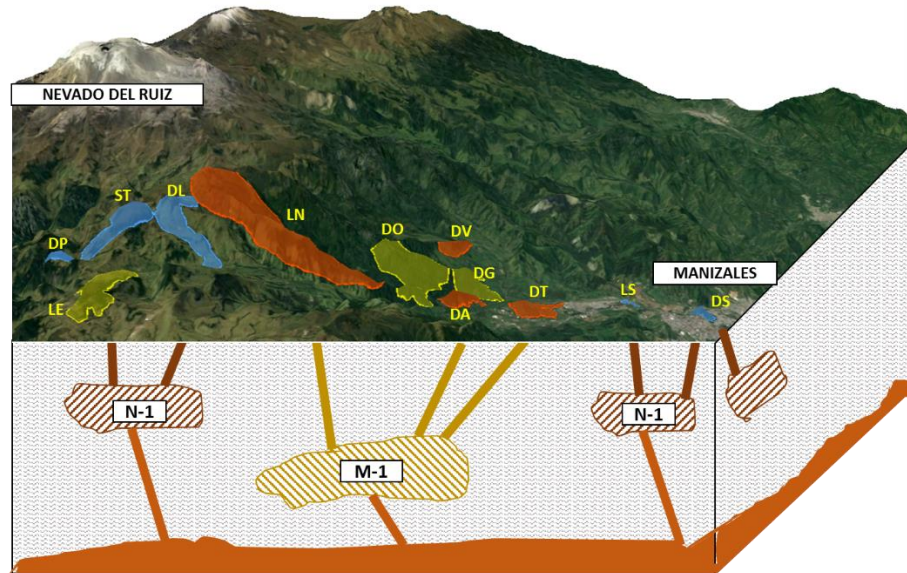


Figura 23 Representación esquemática de las cámaras propuestas en este estudio. La distancia aproximada desde el CVNR a la ciudad de Manizales es de 17 km, el esquema no representa la geometría de las cámaras, escala vertical exagerada. Fuente: Google Earth.

A partir de los resultados obtenidos, los magmas que han dado origen a las estructuras del CVMVT se alimentan de la misma cámara a gran profundidad que alimenta el CVNR, pero debido a diferencias en los procesos magmáticos y la generación de las estructuras monogenéticas favorecidas además, por el control estructural de la zona por medio del sistema de Fallas Villamaría –Termales, las estructuras hacen parte de un sistema volcánico diferente.

11. CONCLUSIONES

- Se encontraron dos grupos en la caracterización petrográfica, basados en la segunda fase mineral de mayor abundancia debido a que en ambos grupos la plagioclasa es el mineral dominante; *Grupo Oxihornblenda*: Constituido por los domos Sancancio, Lavas de Lusitania, La Laguna y El Plato; *Grupo Piroxenos*: Constituido por los domos Tesorito, Amazonas, Victoria y La Negra.
- A partir del análisis de Distribución de tamaños de Cristal (CSD) en plagioclasas, se evidenció dos tendencias que reflejan el desarrollo textural de las rocas; “*Tendencia A: Lineal*”: Microlitos y microcristales mayormente euhedrales de plagioclasa con textura traquítica en los domos Sancancio, Lavas de Lusitania, La Laguna y El Plato; “*Tendencia B: Cóncavo hacia arriba*”: Microfenocristales y fenocristales subhedrales a euhedrales de plagioclasa con textura vitrofídica en los domos Tesorito, Amazonas, Victoria y La Negra.
- Las relaciones encontradas entre la caracterización petrográfica y el análisis cuantitativo textural (CSD) evidencia dos grupos de estructuras definidas así: Grupo N-1: Estructuras que en durante el ascenso de magma no sufrieron procesos de mezcla o contaminación cortical pero si un proceso de cristalización fraccionada, y en superficie sufrieron un enfriamiento acelerado donde la nucleación dominó sobre el crecimiento cristalino, esto se evidencia en la homogeneidad de los tamaños cristalinos de plagioclasa y los fenocristales de oxihornblenda.

Grupo M-2: Estructuras que en profundidad sufrieron procesos de mezcla de magmas e inyecciones de fluido lo cual generó desestabilización en la

cámara y por lo tanto un rápido ascenso de magma, esto se evidencia en la heterogeneidad de los cristales de plagioclasa con fenocristales que cristalizaron en cámara intermedia logrando tamaños de hasta ~3 mm (Crecimiento dominó sobre nucleación) y con microcristales y textura vitrofídica producto de un enfriamiento acelerado en superficie (Nucleación domina sobre crecimiento).

- La interpretación del proceso magmático se explica a través de un modelo conceptual de cámaras magmáticas, propuesto en el presente trabajo teniendo en cuenta lo propuesto por Londoño (2016) y Botero y Osorio (2017), de una cámara profunda que es responsable de la actividad volcánica en el área (~12-15 km) y unas cámaras magmáticas intermedias a someras (~5-7 km y 2-3 km) que alimentan las estructuras del CVMVT. Aunque tienen un origen en común, las estructuras del CVMVT se diferencian de los productos del CVNR en los procesos magmáticos que les dieron origen y los desarrollos texturales, evidenciado al comparar resultados de estudios anteriores del CVNR con los resultados aquí expuestos.

12. Referencias

- Aguirre, O.R. and López , J.A. 2003.** *Cartografía geológica y petrografía del Stock de Manizales y su relación con sus rocas encajantes*. Manizales : Universidad de Caldas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Programa de Geología, 2003. p. 194.
- Ayala , L.F. 2009.** *Petrografía y modelo vulcanológico de Volcán Nevado del Ruíz - Etapa Ancestral*. Manizales : Univerisdad de Caldas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Programa de Geología, 2009.
- Blundy, Jon and Cashman, Katharine. 2008.** *Petrologic reconstruction of Magmatic System Variables and Processes*. s.l. : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Vol. 69 pp. 179-239, 2008., 2008.
- Borrero, C., et al. 2009.** *Geochemistry and tectonic controls of the effusive activity related with the ancestral Nevado del Ruiz volcano, Colombia*. s.l. : Geofísica Internacional 48 (1), 149-169, 2009.
- Botero, L. and Osorio, P. 2017.** *Modelo Geológico-Estructural del Campo Volcánico Monogenético Villamaría-Termale, flanco occidental de la Cordillera Central de Colombia*. Manizales : s.n., 2017.
- Brook, M. 1989.** *New Radiometric age data from SW, Colombia*. Bogotá : INGEOMINAS, 1989. pág. 34.
- Calvache , Martha. 1997.** *Geochemistry and petrology of the Galeras Volcanic Complex, Colombia*. s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research. Vol. 77, p. 21 – 38., 1997.
- Cañon-Tapia, Edgardo. 2016.** *Reappraisal of the significance of volcanic fields*. s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research 310 (2016) 26–38, 2016.

Cashman, Katharine and Marsh, Bruce. 1988. *Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization* . s.l. : Contrib. Min. Pet., 99: 292-305, 1988.

Gómez, A. J., Moreno, M. and Pardo, A. 1995. Edad y origen del Complejo Metasedimentario Aranzazu-Manizales, en los alrededores de Manizales (Departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana* 19: 83-93. 1995.

González , H. and Londoño, A. 2002. *Catálogo de las Unidades Litoestratigráficas de Colombia, Granodiorita de Manizales*. Bogotá : INGEOMINAS, 2002. p. 19.

González, H. 2001. *Geología de las planchas 206 Manizales y 225 Nevado del Ruiz*. Bogotá : INGEOMINAS, 2001.

González, L. and Jaramillo, M.C. 2002. *Estudio neotectónico multidisciplinario aplicado a la Falla Villamaría Termales. Trabajo de grado programa de Geología*. Manizales : Universidad de Caldas, 2002.

Head , J.W. and Wilson, L. 1989. *Basaltic pyroclastic eruptions: Influence of gasrelease patterns and volume fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows* . s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research, 37: 261-271 , 1989.

Higgins , M.D. 2002. *Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans*. s.l. : American Mineralogist, 87(1): 171-175., 2002.

Higgins, M.D. . 2000. *Measurement of crystal size distributions*. s.l. : American Mineralogist Volume 85. p. 1105–1116, 2000.

Higgins, Michael and Roberge, Julie. 2003. *Crystal Size Distribution of Plagioclase and Amphibole from Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Evidence for Dynamic Crystallization±Textural Coarsening Cycles*. s.l. : JOURNAL OF PETROLOGY, Volume 44, Number 8, Pages 1401-1411, 2003.

—. 2007. *Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry*. s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research 161 (2007) 247–260, 2007.

Higgins, Michael. 2006. *Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal or fractal crystal size distributions from 2D datasets*. s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154 pp. 8–16, 2006.

Houghton, B.F., White J.D. and Van Eaton, A.R. 2015. *Phreatomagmatic and related eruption styles. The Encyclopedia of Volcanoes, chapter 30*. s.l. : Elsevier, 2015.

Kereszturi, G. and Németh, K. 2012. *Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation*. s.l. : INTECH Open Access Publisher, 2012.

Marsh, B. 1998. *On the interpretation of Crystal Size Distributions in magmatic systems*. s.l. : Journal of Petrology, 39, 553–600. , 1998.

Marsh, Bruce. 2007. *Crystallization of Silicate Magmas Deciphered Using Crystal Size Distributions*. s.l. : J. Am. Ceram. Soc., 90 [3] 746–757, 2007.

Martínez, L., et al. 2014. *Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Informe Final*. Bogotá-Manizales-Popayán : Servicio Geológico Colombiano, 2014.

Maya, M. and González, H. 1995. Unidades Litodémicas en la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico, INGEOMINAS*, 35: 43-57. 1995.

Morgan, Dan and Jerram, Dougal. 2006. *On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis*. s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research, 154, pp. 1–7, 2006.

Mosquera, D. 1978. *Geología del cuadrángulo K8, Manizales, Escala 1:100000*. Medellín : INGEOMINAS, 1978. pág. 63.

Murcia, H. 2015. *Monogenetic Volcanism in the western Arabian Península: Insights from Late Quaternary eruptions in northern Harrat Rahat, Kingdom of Saudi Arabia.* Doctoral Thesis The University of Auckland. 2015.

Naranjo, J.L. y Ríos, P.A. 1989. *Geología de Manizales y sus alrededores y su influencia en los riesgos geológicos.* s.l. : Revista Universidad de Caldas 10 (1-3): 113p., 1989.

Németh , K. 2010. *Monogenetic volcanic fields: Origin, sedimentary record, and relationship with polygenetic volcanism.* s.l. : The Geological Society of America. Special Paper 470 p. 43-66, 2010.

Niu, Y. 2005. *Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic–Cenozoic basaltic volcanism in eastern China.* s.l. : Geological Journal of China Universities, 11(1), 9-46, 2005.

Núñez, A. 2001. *Mapa Geológico del Departamento de Tolima. Geología, recursos y amenazas geológicas. Memoria Explicativa. República de Colombia.* . s.l. : Ministerio de Minas y Energía. INGEOMINAS, 2001.

Pourkhorsandi,, Hamed, et al. 2015. *Crystal size and shape distribution systematics of plagioclase and the determination of crystal residence times in the micromonzogabbros of Qisir Dag, SE of Sabalan volcano (NW Iran).* s.l. : GEOLOGICA CARPATHICA, 66, 4, 257—268, 2015.

Rayo, L. 2012. *Evolución geoquímica y térmica del volcán Nevado del Ruíz, Colombia.* Bogotá : Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, departamento de Geociencias., 2012.

Rayo-Rocha, Lorena and Zuluaga, Carlos A. 2011. *Procesos magmáticos en el Volcán Nevado del Ruíz: Un análisis cuantitativo textural.* s.l. : Boletín de Geología, Vol. 33, N° 2, julio-diciembre de 2011., 2011.

Rutherford, Malcolm and Hill, Peter. 1993. *Magma ascent rates from amphibole breakdown: An experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens eruptions.* s.l. : Journal of Geophysical Research, 98 (19): 667-685., 1993.

Toro, E.L. 2012. *Características cinemáticas y condiciones de deformación de un segmento de la falla Palestina al NE del Volcán Nevado del Ruíz.* Bogotá : Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias, departamento de Geociencias., 2012.

Valentine, G.A. and Gregg, T.K.P. 2008. *Continental basaltic volcanoes - Processes and problems.* s.l. : Journal of Volcanology and Geothermal Research, 177(4), 857873. , 2008.

Vesga, C.J. & Barrero, D. *Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. II Congreso Colombiano Geológico, Resúmenes.* Bogotá : s.n.

Villagómez , D. 2010. *Thermochronology, geochronology and geochemistry of the Western and Central Cordilleras and Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia: The Tectonic Evolution of NW South America. Doctorado Thesis, En: Terre & Environment, Université de Geneve Switzerland.* 2010.